

Драган Колчаковски

ФИЗИЧКА ГЕОГРАФИЈА НА МАКЕДОНИЈА

**Природно-географски карактеристики
на Република Северна Македонија**

Скопје, 2023

Драган Колчаковски

Физичка географија на Македонија

**Природно-географски карактеристики
на Република Северна Македонија**

Скопје, 2022

Автор:

Проф. д-р Драган Колчаковски

Природно-математички факултет - Скопје

Рецензенти:

Академик

Проф. д-р Владо Матевски

Природно-математички факултет - Скопје

Универзитет Св. Кирил и Методиј“ - Скопје

Академик

Проф. д-р Блажо Боев

Факултет за природни и технички науки - Штип

Универзитет „Гоце Делчев“ - Штип

Дизајн на корицата: авторот

Лектура:

М-р Лилјана Јовановска

Компјутерска подготовка:

Киро Мавроски

Издавач:

Фондација „Фридрих Еберт“, канцеларија Скопје

Печати:



Тираж: 150 примероци

Проф. д-р Драган Колчаковски

ФИЗИЧКА ГЕОГРАФИЈА НА МАКЕДОНИЈА
Природно-географски карактеристики на
Република Северна Македонија

ЗА ИЗДАВАЧОТ

Фондација „Фридрих Еберт“
Канцеларија Скопје
Бул. „8 Септември“, 2/2-5
1000 Скопје, Северна Македонија

Одговорно лице:
René Schlee, | директор
Тел.: +389 2 3093-181 / -182
www.fes-skopje.org
Контакт:
contact@fes-skopje.org



Ставовите и мислењата на авторите изразени во оваа публикација не треба да се смета дека нужно ги отсликуваат ставовите на издавачот.

Се забранува комерцијално користење на сите изданија на Фондацијата „Фридрих Еберт“ без претходна писмена согласност од Фондацијата.

ФИЗИЧКА ГЕОГРАФИЈА НА МАКЕДОНИЈА

Природно-географски карактеристики на Република Северна Македонија

CIP - Каталогизација во публикација
Национална и универзитетска библиотека „Св. Климент Охридски“, Скопје

911.2(947.7)

КОЛЧАКОВСКИ, Драган

Физичка географија на Македонија : природно-географски карактеристики на Република Северна Македонија / Драган Колчаковски. - Скопје : Фондација „Фридрих Еберт“ - канцеларија Скопје, 2022. - 377 стр. : илустр. ; 23 см

Библиографија: стр. 357. - Регистар

ISBN 978-608-270-007-6

а) Физичка географија -- Македонија

COBISS.MK-ID 59046917

Предговор

Во рана пролет во 1977 година одењето на планина, на Кичка, ја определи мојата идна професија. Не многу подоо, во почетокот на есента во 1980 година со моето друштво истражувавме новооткриена пештера во подножјето на северните падини на Кичка. Бидејќи сето друштво бевме драчевчани, а се работеше за новооткриена пештера, кога ги објавив резултатите од истражувањата (1986 год) пештерата ја именував како Драчевска Пештера. Две години пред тоа, во текот на летото во 1984 година во Порече во близината на селото Слаино истражувавме новооткриена пештера во должина од 800 м. Бидејќи се работеше за изворска пештера во рефератот на IX Конгрес на спелеолозите на поранешна Југославија, кој се одржа во Карловац (Хрватска) од 17 до 20 октомври 1984 година, пештерата ја именував како Слаински Извор. По пештерата Бела Вода (955 м) во Демир Кичка, Слаински Извор со својата должина од 800 м сѐана втора по големина до тогаш истражувана пештера во СР Македонија. Тоа е мој прв објавен труд (1984 година). Интересно е што во дискусијата по рефератите, академик Херак (ЈАЗУ) прашувајќи ме за точната локација на пештерата, изнесе сѐа дека е тоа најдолгата (најголема) пештера во Светот во најстариите, предкамбриумски карпи. Со нашата истражувања нејзината должина е утврдена на близу 4 km, со што е наша најголема пештера. Најмногу поради фактот изнесен од академик Херак и соодветната елаборација што ја подготвув, пештерата Слаински Извор во 2004 година е ставена на привремената листа на УНЕСКО како светско природно наследство.

Почетоците на моите истражувачки активности се од областа на спелеологијата, но во тоа време тоа не беше мојот основен предизвик, без разлика што постдипломските студии во Белград ги завршив од областа на карстологијата. Уште на почетокот, со првото одење на планината Кичка се заинтересирав за севкупната природа и покрај инсистирањето на професорот Манаковиќ, мојата идеја да работам дипломска за природно - географските карактеристики во сливот на Кадина Река, не прифатив иста да биде само за геоморфологијата на сливното подрачје. Всушност, преку работата на дипломската сакав да научам што повеќе за севкупната природа од географијата преку хидролошките и геоморфолошките појави до климатските особености и присутниот растителен свет на просторот.

Речиси веднаш по докјорирањето (1996 год), освен што се зафатив да направам универзитетски учебник по Биогеографија, што како предмет ми се додели и без разлика што сум геоморфолог, поради интересот и љубовта кон севкупната природа, уште тогаш ми се јави идеја и направив концепт за универзитетски учебник или монографија за Физичката географија на Македонија. Истиот, тогашен концепт во 2004 година го применив во изработка на интерна скрипта по предметот Физичка географија на Република Македонија.

Својот испражувачки предизвик во осознавање на недоволно познатите или непознати нешта за севкупната природа на Македонија ги имав на самиот почеток на 80-те години во Социјалистичка Република Македонија. Со веќе стекнатото искуство испражувачките активности ги продолжив и пред и по одбраната на докторатот во Република Македонија, а интерната скрипта со наслов „Физичка географија на Република Македонија“ (1994) со одредени мали корекции, како монографска публикација „Физичка географија на Македонија“ ја заокружувам во Република Северна Македонија. Веројатно нашата мошната доградба на еден ваков тип на монографија би требало да оди кон приказ на меѓусебната условеност на појавите и процесите на геоеколошките законитости и посебно на комплексните палеогеографски сознанија. Како краен резултат, покрај меѓусебната условеност на живите организми да се заокружи и со условеноста на истиот тој бој и разновиден жив свет со неживата природа.

Првичните, сериозни научни проучувања на било кој сегмент на природата на овој дел на Македонија започнуваат некаде во средината на XIX век. Се одвиваат без прекин до денес, а ќе продолжат и во иднина. Научниот свет, низ неколку генерации со бројни сознанија го кажа своето, но и на следните генерации им останува ништо помалку возбудлива работа во осознавање на непознатите нешта за светот на природата во Македонија.

Авторот на монографијата за физичко-географските карактеристики на Македонија низ своето, речиси 40 годишно искуство, осознавајќи ја комплицираноста и разновидноста на природата на македонските простори, користејќи бројни сознанија постигнати практично низ целиот XX век, презентира синтетски резултати кои може да бидат од корист на сите што сакаат да ја запознаат природата на Македонија од било кој аспект. Студентите веќе над 15 години интерно го користат изнесениот материјал по наставниот предмет „Физичка географија на Република Македонија“. Истиот предизвика внимание и кај природно-научници во и надвор од Македонија.

Физичката географија го објаснува концептот на просторната организација и сложените односи меѓу луѓето и живата средина, поврзаноста на различни места и подрачја. Оваа публикација дава значаен придонес за идното просторно планирање на Република Северна Македонија, бидејќи само физичка инфраструктура која е усогласена со природата и ги зема предвид климатските услови и особености ќе ни овозможи социо-економски и еколошки напредок во идното. Речиси истиот темат, дојолнеј (збогатен) со нови прилози, посакувам и во иднина да биде од полза за сите што ја сакаат, се интересираат или на било каков начин ја проучуваат природата на Македонија.

За разбирањето, за убавината што ми ја пружи фондацијата „Фридрих Еберт“ (Friedrich-Ebert-Stiftung) за монографијата да се отпечати и да ја види светлината на денот, моја неизмерна благодарност и ресет.

авторот:

Скопје, 17 ноември 2022

СОДРЖИНА

Предговор	5
Вовед	13
ГЕОЛОГИЈА	17
ТЕКТЕНИКА	19
Тектонска реонизација на Република С. Македонија	19
Структурни карактеристики на Западно-македонската Зона	22
Структурни карактеристики на Пелагонискиот хорст-антиклинориум	24
Структурни карактеристики на Вардарската Зона	26
Структурни карактеристики на Српско-македонскиот масив	29
ЛИТОФАЦИЈАЛНИ КАРАКТЕРИСТИКИ	31
Метаморфни карпи	32
Пребајкалски (гренвилски) комплекс	32
Бајкалски комплекс	35
Каледонски комплекс	36
Седиментни карпи	39
Раноалпски комплекс	39
Средноалпски комплекс	42
Горен дел на алпскиот комплекс	44
Магматски карпи	47
Пребајкалски (гренвилски) комплекс	47
Бајкалско-каледонски комплекс	49
Алпски комплекс	51
Неотектонски (доцнаалпски) вулканизам	54
ГЕОТЕКТОНСКА ЕВОЛУЦИЈА И СЕИЗМИЧКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	59
Геотектонска еволуција	59
Бајкалска орогенеза	59
Херцинска орогенеза	60
Алпскоорогенеза	60

Сеизмотектонски карактеристики на Република С. Македонија	64
ЗНАЧАЈНИ ГЕОЛОШКИ ПОЈАВИ	69
Литература	74

ГЕОМОРФОЛОГИЈА **77**

ГЕОТЕКТОНСКИ ОСНОВИ НА РЕЛЈЕФОТ	79
Влијание на поширокиот регион врз создавање на структурниот релјеф	79
Неотектонски и современи процеси во создавање на структурниот релјеф	80
Основни карактеристики на структурниот релјеф	82
МОРФОСТРУКТУРИ НА ИЗДИГНУВАЊЕ - ХОРСТОВИ (ПЛАНИНИ)	85
Изразито високи планини (над 2.500 m нв)	86
Високи планини (над 2.000 m нв)	96
Останати значајни планински структури	106
ГРАБЕНСКИ СТРУКТУРИ - ДЕПРЕСИИ (КОТЛИНИ)	111
Котлини во западните делови на Република С. Македонија	112
Котлини во централните и источните делови на Република С. Македонија	115
ПАЛЕОРЕЛЈЕФ	121
Палеовулкански релјеф	121
Преграбенски долини	125
Фосилен абразивен релјеф	126
РЕЦЕНТЕН РЕЛЈЕФ	129
Форми настанати со распаѓање на карпите и ерозија на почвата (денудациски релјеф)	129
Рецентен абразивен релјеф	133
Флувијален релјеф	136
Карстен релјеф	141
Површински карстни форми	143
Подземни карстни форми	144
Периглацијален релјеф	150
Глацијален релјеф	152
ЗНАЧАЈНИ ГЕОМОРФОЛОШКИ ПОЈАВИ	156
Литература	159

КЛИМА **165**

ВЛИЈАНИЕ НА ГЕОГРАФСКИТЕ ФАКТОРИ ВРЗ КЛИМАТСКИТЕ ОСОБЕНОСТИ НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	167
ЦИКЛОНСКИ И АНТИЦИКЛОНСКИ ЦЕНТРИ ФАКТОР ЗА КЛИМАТСКИОТ РЕЖИМ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	169
КЛИМАТСКИ ЕЛЕМЕНТИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА И НИВНАТА ПРОСТОРНА РАСПРЕДЕЛБА	171
Температури на воздухот	171
Сезонска распределба на температурите	173
Температура на почвата	178

Врнежи во Република С. Македонија	179
Суша	184
Останати климатски елементи	185
Траење на сончевото зрачење	185
Облачност	186
Влажност на воздухот	187
Ветрови	188
КЛИМАТСКА РЕГИОНАЛИЗАЦИЈА НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	191
КЛИМАТА ВО ОДДЕЛНИ КАРАКТЕРИСТИЧНИ ПОДРАЧЈА НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	195
Климатски карактеристики на Гевгелиско-валандовската Котлина	195
Климатски карактеристики на Велешката Котлина	196
Климатски карактеристики во Скопската Котлина	197
Климатски карактеристики во Полошката Котлина	200
Климатски карактеристики во Беровската Котлина	201
ПАЛЕОКЛИМАТСКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА ТЕРИТОРИЈАТА НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	202
Палеоклиматски индикатори	202
Кратки особености на климата низ геолошките периоди со можен осврт на одделни показатели за територијата на Република С. Македонија	203
ЛИТЕРАТУРА	206

ХИДРОГРАФИЈА **209**

ПОДЗЕМНИ ВОДИ (ИЗДАН) ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	211
Пукнатински тип на издан	211
Карстно-пукнатински тип на издан	212
Збиен тип на издан	213
ИЗВОРИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	219
Карстни врutoци	219
Минерални, термални и термоминерални извори	226
РЕЧНИ СЛИВОВИ	228
Егејско, Јадранско и Црноморско сливно подрачје	228
ПОВРШИНСКИ ВОДОТЕЦИ (РЕКИ) ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	231
Вардар	232
Поголеми леви притоки на реката Вардар	234
Поголеми десни притоки на реката Вардар	235
Речни текови во централниот дел на Република С. Македонија	238
Речни текови во западниот дел на Република С. Македонија	239
Речни текови во источниот дел на Република С. Македонија	240
Реки понорници во Република С. Македонија	241
ПРИРОДНИ ЕЗЕРА	245
Тектонски езера	245
Охридско Езеро	245
Преспанско Езеро	248

Дојранско Езеро	252
Глацијални езера	255
Глацијални езера на Шар Планина	255
Глацијални езера на Кораб - Дешат	259
Глацијални езера на Стогово	261
Глацијални езера на Јабланица	261
Глацијални езера на Пелистер	264
Глацијални езера на Јакупица	265
Останати генетски типови езера во Република С. Македонија	266
Водопади	269
Литература	274

БИОГЕОГРАФСКИ КАРАКТЕРИСТИКИ 279

ПРИЧИНИ ЗА БИОГЕОГРАФСКАТА РАЗНОВИДНОСТ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	281
БИОГЕОГРАФСКО ЗОНИРАЊЕ НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	287
Медитерански биогеографски субрегион	287
Изменето-медитеранска провинција	289
Типично субмедитеранска провинција	290
Преодна биогеографска зона	292
Европски биогеографски субрегион	296
Провинција на средноевропски шуми	296
Високопланинска провинција	298
ДЕГРАДАЦИЈА И ЗАШТИТА НА БИОЛОШКАТА РАЗНОВИДНОСТ	301
Заштита на природата во Македонија	302
Национални паркови	303
Природни реткости	306
ЛИТЕРАТУРА	310

ПОЧВИ 313

ПЕДОГЕНЕТСКИ ФАКТОРИ И НИВНОТО ВЛИЈАНИЕ ВРЗ ПОЧВИТЕ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	315
Матичен супстрат	315
Релјефот како педогенетски фактор	316
Климата како педогенетски фактор	318
Водите како педогенетски фактор	318
Вегетацијата како педогенетски фактор	319
НЕРАЗВИЕНИ И СЛАБО РАЗВИЕНИ ПОЧВИ	323
Литосоли	323
Сироземи	323
Ареносоли	325
Делувијални почви	325
Полигонални почви	327
ХУМУСНО-АКУМУЛАТИВНИ ПОЧВИ	328
Варовничко-доломитски црници	328

Ранкери	329
Рендзини	330
Черноземи	331
Смолници	333
КЛАСА НА ПОЧВИ СО А - (В) - С ПРОФИЛ	336
Циметни шумски почви	336
Црвеница (terra rossa)	337
Кафеави почви врз варовници и доломити	339
Кафеави шумски почви	340
ХИДРОМОРФНИ ПОЧВИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	343
Алувијални почви	343
Ливадски почви	346
Мочуришни почви	348
Тресетни почви	350
ХАЛОМОРФНИ ПОЧВИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА	353
Деградација и заштита на почвите	355
ЛИТЕРАТУРА	357
Регистер на стручни изрази и поими	359

Вовед

Според географската положба во регионот на кој припаѓа и историското наследство, но разновидните и специфични природни особености, аграрните посебности, демографските, етнички и други одлики, Македонија отсекогаш претставувала интересен простор за географски опис и проучувања.

Физичко-географските проучувања на Македонија до средината на XIX век, како по предметот и содржината, така и методолошки значително се разликувале од оние кои се изведувале низ целиот XX век. До втората половина на XIX век е застапена дескрипција, односно опишување на појавите. Тојашните описи во највеќината, иако малобројни, имаат своја вредност. Ваквите, описен дел на физичко-географските карактеристики е нормална појава бидејќи и географската како научна дисциплина во системот на науките е вклучена дури во втората половина на XIX век.



сл. 1. Стари мапи на Македонија и нејзиното соседство со приказ на релјефни структури

Ако се изостават фрагментарните описи за природно-географските карактеристики во највеќината и останатите белешки, може да се изнесе дека речиси до крајот на XIX век единечни проучувања од физичко географски аспект речиси и да нема. Нешто пошироко дело во овој период е: „Geographie physique de la Macédonie“ од Carlowitz (Paris, 1881).

Во периодот од почетокот на XX век до балканските војни (1912 година), може да се каже дека се поставени темелите на физичката географија на македонските простори. Како најзначајна студија, со регионално-географски карактер, што ќе ја користат повеќе генерации истражувачи, практично низ целиот XX век е опширната монографија на Цвијић: „Основе за географију и геологију Македоније и Сјаре Србије“ (Београд, 1906-1911). За овој период, до балканските војни, од посебно значење е делото на Karl Oestrich: „Beitrag zur geomorphologie Makedonien“ (Wien, 1902) што ќе биде основа за сите натамошни геоморфолошки истражувања на Македонија. Од овој период се и публикации на Иваница: „Географија на Македонија, физическа географија“ (София, 1911) и Кичов: „Орохидрографија на Македонија“ (Пловдив, 1911).

Посебно е значајно да се потврдат проучавањата на природата на Македонија за време на Првата Светска војна од страна на ш.н. „Македонска земска комисија“ (Mazedonische Landeskommission) под раководство на истакнатиот германски балканолог Густав Вајланд (Gustav Weigand, 1860-1930) во која биле вклучени првостепена еминентни германски истражувачи од разни дисциплини, а потпишани од знаменитиот европски географ и геолог Албрехт Пенк (Albrecht Penck, 1858-1945). Крајната задача на оваа комисија било по војната да се издаде неколкутомна монографија за природата на Македонија. Поради исходот на војната и уништениот материјал во текот на бомбардирањата, само дел од истражувањата како засебни дела се објавени од страна на геологот Франц Космат (Franz Kossmat, 1871-1938), географот Карл Ештрајх (1873-1947), палеонтологот Отиенио Абел (Othenio Abel, 1875-1946), зоологот Франц Дофлајн (Franz Doflein) и др.



сл.2, Геолошка карта на Македонија, според Oestrich (1902)

Интересен е фактот што од крајот на XIX век, низ Ошоманска Македонија и подоцна, до почетокот на Втората Светска војна, еминентни европски природници кои ја посетувале историската област Македонија, токму од нашата територија, евидентирание нови или ендемични видови на растителен или животински свет во своето латинско име во науката ги именувале со „macedonica“.

За разлика од останатите географски дисциплини, во овој период во физичката географија, покрај опишувањата значително се застапени и експлицитни содржини на дури и мошне сериозно се објаснуваат некои појави и проблеми, особено од геолошки, геоморфолошки и зоолошки и веќеациски аспекти. Како заклучок за овој период може да се констатира дека интензитетот на физичко-географските и воопшто географските проучувања во Македонија е зголемен, иако поради немирните политички и воени збиднувања истражувањата биле ограничени. По балканските војни, посебно по завршувањето на Првата Светска војна, географските проучувања во Македонија се интензивирале. По 1920 година, кога во Скопје се формира Филозофскиот факултет, а посебно од 1922 година кога на неа започнува да функционира и географската група, природно-научните истражувања освен во интензитет добивале и сериозен методолошки пристап. Значаен придонес во овој поглед, до Втората Светска војна имале: Бончев 1920, Kossmat 1924, Луковиќ 1931, Јовановиќ 1927, 28, 31, Радовановиќ 1928, 31, 32, Вујевиќ 1929, Киров 1935, Kuhlborcht 1920, Кошанин 1911, 21, 24, Караман 1931, 37, Спанковиќ 1927, Тодоровиќ 1931 и др.

Втората половина на XX век (1950-2000 година) е периодот кога физичко-географските истражувања на територијата на Република Македонија го доживувале својот максимален интензитет, иако може слободно да се каже дека некои студии објавени во првата половина на XX век (за Скопската Колина, Порече, денудационите форми на Селчка Планина, лацијацијата на Јакупица, ...) останале речиси ненадминати до денес. Веројатно најдалеку во природно-научните истражувања се опшило во областа на геолозијата, што е резултат и на практичната применливост на ваквите резултати. Истражувачите кои во овој домен постигнале забележителни резултати се повеќемина (Измајлов, Арсовски, Стојанов, Думурџанов и др). Познавањето на почвните карактеристики на територијата на Република Македонија е, исто така, на мошне високо рамниште, за што посебен придонес има академик Филиповски. Во однос на специфичната биоразновидност значаен придонес имале академиците Спанковиќ, Ем и Мицевски, додека за биогеографските законитости Матвејев и Димовски. Во втората половина на XX век силна динамика доживувале и еколошките истражувања, предводени од проф. Груиче, односно геоморфолошките од Манакоски и хидролошките од Гашевски, Ѓузелковски, Колевски и др.



сл. 3, Микробори во метаморфни карпи во
западниот дел на Поречкиот Басен



ГЕОЛОГИЈА

Првични сознанија за геолошките карактеристики на територијата на Македонија се забележуваат кон крајот на XIX и почетокот од XX век (*Oestrich* 1902 и др). Подоцна, за време на Првата Светска војна, германските геолози извршиле доста опсежни геолошки проучувања, при што е дадена и првата структурно-геолошка поделба - зонирање на територијата на Македонија (*Kossmat* 1924). Помеѓу двете светски војни на територијата на Македонија се вршени парциални истражувања, со кои се изнесуваат сознанија за геолошката градба на одделни подрачја (*Луковиќ* 1931, *Тучан* 1937 и др.).

Научно-истражувачките активности од областа на геологијата особено се интензивираат кон крајот на педесетите години, кога за овие потреби се создадени повеќе специјализирани кадри за одделни области од геологијата. Од 1958 година започнува да се реализира и проектот за изработка на „Основна геолошка карта“ (R 1: 100 000), што е успешно реализирано и одговара на современите потреби. Изработена е и „Прегледна геолошка карта“, R 1:200 000 (*Пенџерковски, Хаџи-Мийрова* 1975), а потоа и „Тектонска карта на Република Македонија“, R 1: 200 000 (*Арсовски* 1998).

По Втората Светка војна во областа на палеонтологијата и стратиграфијата на територијата на Република Македонија во различни литолошки комплекси и формации се најдени фосилни остатоци што дало можност формациите да се дефинираат по својата старост. На голем број локалитети е откриена кенозојска и мезозојска фосилна фауна, а регистрирани се и фосили од палеозојска старост. Со тоа и палеозојските формации се расчленети по периоди. Со примена на микропалеонтолошките и изотопни методи се дефинирани и расчленети прекамбриските (бајкалски и пребајкалски) комплекси во Српско-македонскиот Масив и Пелагонот. Тие ги градат најстарите реликти од Земјината кора во Македонија. Посебно значење во дефинирањето на староста на магматогените комплекси има примената на изотопни радиоактивни методи. Утврдено е дека нивната старост варира од 800 па сè до оние чија старост е 1.8 милион години. Со изучување на петролошките карактеристики на издвоените формации (метаморфни, седиментни и магматогени комплекси) е овозможено да се дефинираат петрогените процеси, нивната еволуција и минеролошки состав. Според петролошките карактеристики на магматските комплекси се дефинирани бројни металогенетски процеси што довеле до формирање на различни метали и неметали.

На територијата на Република Македонија со регионалните геолошки истражувања се утврдени неколку металогенетски области, и тоа: Западно-македонска, Злетовско-кратовска (Осоговска), Бучим-боровдолска, Кожуфска и др. При деталните геолошки истражувања кај Дудица (Кожуфската вулканска област) на локалитетот Алшар се откриени поголем број минерали, со што ова рудно подрачје е познато како минеролошки раритет со ретки и нови талиумови минерали (*Ситојанов, Арсовски* 1990, *Јовановски, Боев et al.* 2018).

Територијата на Република Македонија е богата и со разновидни неметални минерални сировини, што се должи на геолошкиот состав на теренот. За разлика од металичните сировини, повеќето неметални сировини се карактеризираат со големи резерви и воедначен минерален состав.

Со достигнувањата во областа на палеонтологијата, стратиграфијата и петрологијата се дефинирани и издвоени различни сегменти на Земјината кора (посебни структурни зони) со свои структурни карактеристики. Во проучувањата на неотектонските процеси од посебно значење се сеизмотектонските. Издвоени се сеизмонеакивни и сеизмоактивни структури. Воедно, за решавање на динамичката состојба на Земјината кора се вршени и геофизички истражувања. Така, на пример, на профилот Дебар - Скопје - Крива Паланка е извршена интерпретација за дебелината на Земјината кора. Утврдено е дека во крајните западни делови таа достигнува до 45 km, а потоа, кон Западно-македонската Зона и Пелагонот се намалува, за во делот на Вардарската Зона да ја достигне најмалата дебелина од околу 35 km. Во делот на Српско-македонскиот Масив повторно се зголемува, т.е. достигнува до околу 40 km (*Делићејров, Пејров 1990*).

ТЕКТОНИКА

Тектонските движења на релативно малиот простор што го зафаќа територијата на Република Македонија (25,713 km²), низ геолошката историја биле мошне динамични, со променлив правец и интензитет на дејствување. Нивни крајни продукти се структурите настанати за време на алпската орогенеза. Првата тектонска реонизација на Балканскиот Полуостров е претставена од **Kossmat** (1924), кој во границите на Македонија, од запад кон исток, ги издвоил: Зона на офиолитски магматити, дијабаз-рожна серија и флишна фација на горна креда (денес Мердита во Албанија), потоа Пелагониски основен масив со палеозојска покривка, Вардарска Зона и Родопска Маса. Ваквиот начин на зонирање е задржан речиси до денес, со тоа што се извршени одредени подетални уточнувања на главните зони.

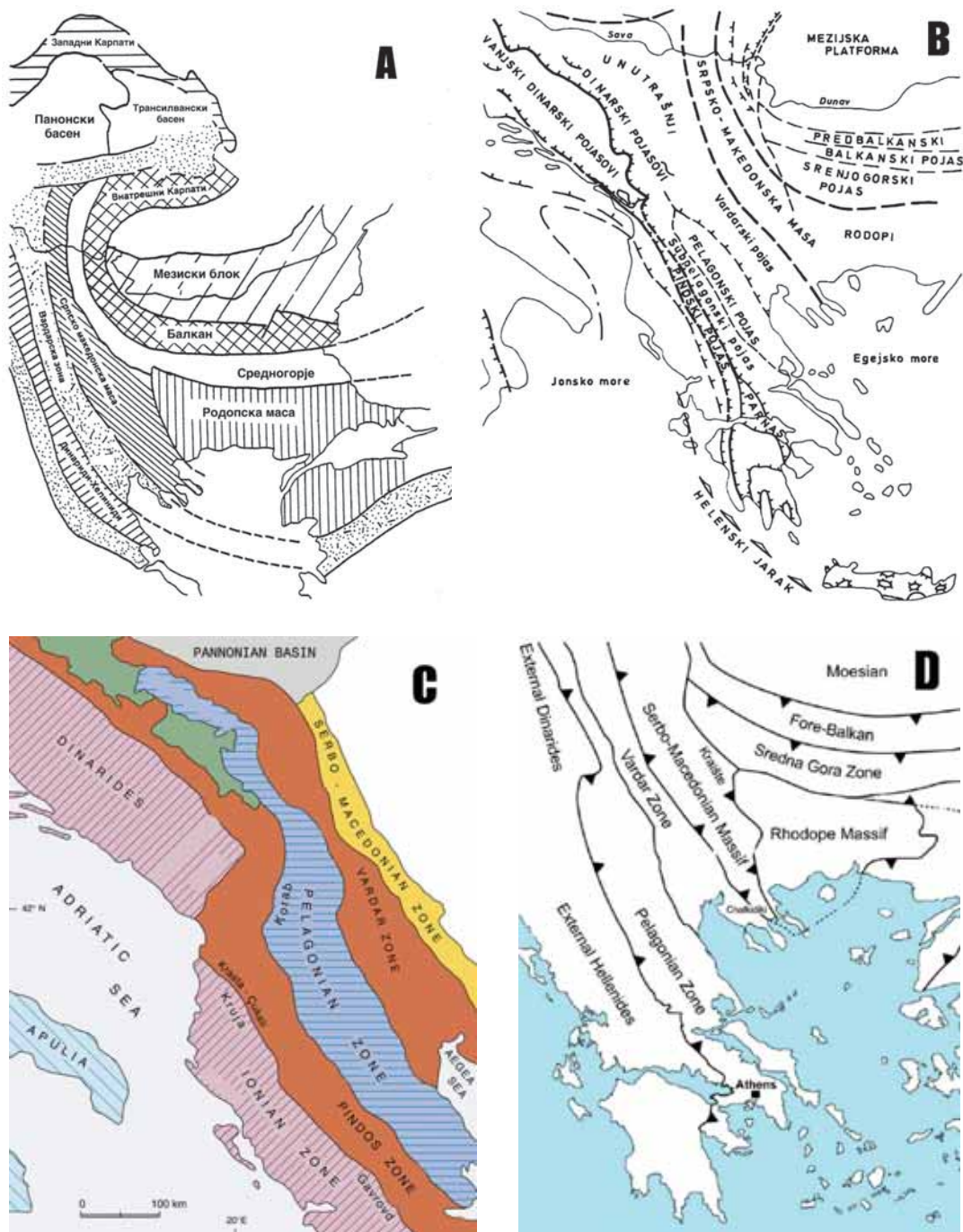
Секоја од тектонските единици се карактеризира со своја историја на тектонски настани. Тектонските процеси во различни фази манифестираше различен интензитет, што е главна карактеристика на секоја тектонска единица. Врз овие принципи **Арсовски** (1997) западниот дел на Македонија, вклучувајќи го и Повардарието (како географски поим) го поставува кон Динаридите (Хелениди), додека источните делови на Република Македонија ги претставува како сегмент од средишниот **Српско-македонски Масив**. Долж границата со Бугарија издвојува посебна зона, позната како **Краиштинска Зона**, која припаѓа на Карпато-балканидите. Во границите на Динаридите, од исток кон запад, се издвоени: **Вардарска Зона**, **Пелагониски хорст-антиклинариум**, **Западно-македонска Зона** и **Цукали-красишката Зона**.

Тектонска реонизација на Република С. Македонија

Вардарската Зона е мошне значајна тектонска единица. Со својата внатрешна градба и геолошка историја се издвојува од останатите тектонски единици, не само на територијата на Република Македонија туку и на Балканскиот Полуостров. За прв пат е издвоена од **Kossmat** (1924), кој во долината на Вардар констатирал појас на интензивно дислоциран кремен флиш и систем на крлушки од палеозојски и мезозојски комплекс. Подоцна, сите автори што се занимавале со тектонското зонирање на Балканскиот Полуостров ја прифаќаат зоната. На

територијата на Македонија Вардарската Зона ги дели Пелагонидите и Западно-македонската Зона, кои се наоѓаат од нејзината западна страна, од Српско-македонскиот Масив, кој е на исток од Вардарската Зона. Нејзината широчина просечно изнесува помеѓу 60 и 80 km, додека должината и е повеќе стотина километри, од Белград на север до Солунскиот Залив на југ (сл. 11). Оваа, мошне лабилна тектонска единица, како тектонски сегмент на Балканскиот Полуостров, припаѓа на источниот дел на Динаридите - Хелениди. На територијата на Република Македонија во неа се вклучени фрагменти на прекамбриската Земјина кора, потоа палеозојско вулканогено-седиментен комплекс и кисел мезозојски магматизам.

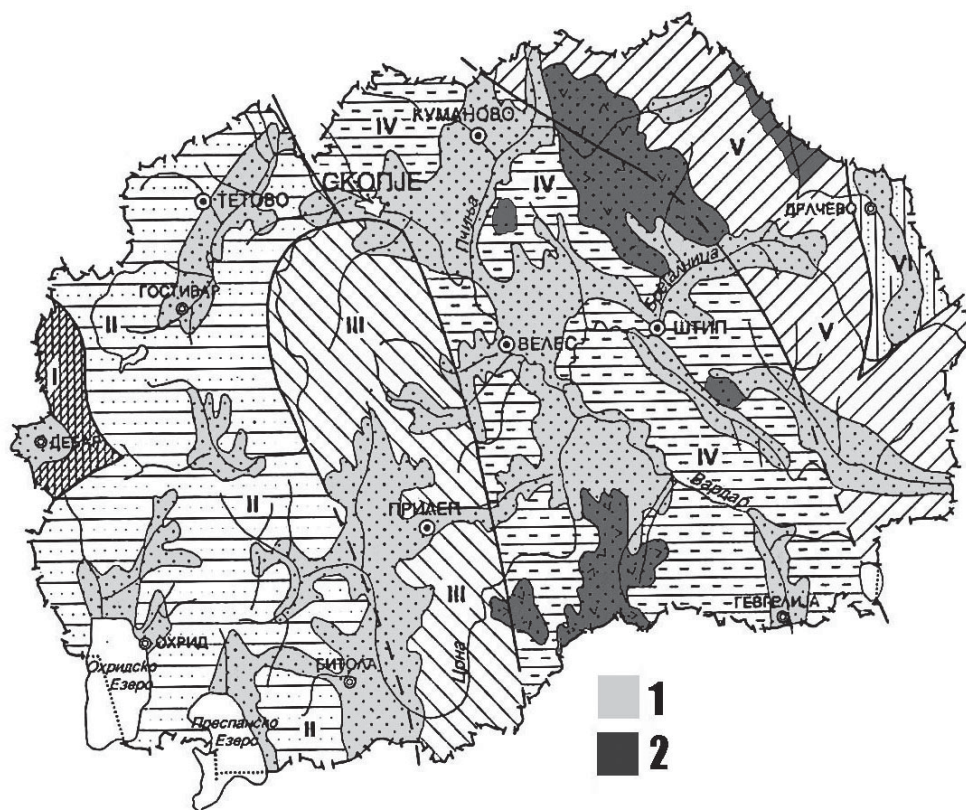




сл. 4, Тектонски единици на Балканскиот Полуостров, според: А - Јанковић (1994), В - Herak (1987), С - Menhold и Kostopulus (2013), D - Dilek, Furnes и Shallo (2007)

Пелагонискиот хорст - антиклинориум претставува реликт на прекамбриската и пребајкалската Земјина кора во овој дел на Хеленидите - Динаридите. Пелагонот, како хорст, се карактеризира по тоа што од соседните тектонски единици од сите страни е одвоен со регионални и длабински раседи. Неговата должина достигнува околу 150 km, со средна ширина од 40

km. Терминот Пелагонски Масив во геолошката литература е воведен од Kossmat (1924). Тој под овој термин ги вклучил и останатите тектонски единици во западните делови на Македонија, се до Мердитите во Албанија. За цело време на алпската историја, па и претходно, почнувајќи со рифеј, овој хорст-антиклинориум претставувал консолидиран блок, зафатен само со осцила-



I. Цукали-краста Зона, II. Западно-македонска Зона, III. Пелагониски хорст-антиклиниум, IV. Вардарска Зона, V. Српско-македонски Масив, VI. Краиштинска Зона, 1. Наложени неотектонски депресији, 2. Неоген-кватерни вулкански области.

сл. 5, Тектонска реонизација на Република Македонија, според Арсовски (1997)

торни движења што не довеле до негови поголеми внатрешни деформации.

Западно-македонската Зона е издвоена од Арсовски (1960). Подоцна се утврдени нејзините западни граници кон Цукали-краста Зоната. Според карактеристиките на магматизмот Западно-македонската Зона може да се подели на две субзони: источна, каде доминира кисел гранитоиден магматизам и западна, каде доминираат базити и ултрабазити (Арсовски 1997). Во Западно-македонската Зона каледонската и херцинската орогенеза не се развиени. Нејзините главни тектонски деформации претежно се поврзани за алпската етапа.

Цукали-краста Зоната претставува сложено дислоцирана тектонска единица, која на северозапад се манифестира покрај крајбрежниот дел на Црна Гора. На територијата на Република Албанија, главно од исток, преку неа е навлечена Мердитската Зона. На територијата на Република Македонија зазема мал простор во Дебарската Котлина. Главно е изградена од горнокреден сенонски флиш, преку кој трансгресивно лежат еоценски конгломерати.

Српско-македонскиот Масив претставува средишен дел што ги двои орогените системи Динариди - Хелениди на запад и Карпато-балканидите на исток. Српско - македонскиот Масив, како современ поим, е издвоен од Dimitrijevic (1974), кој смета дека во текот на прекамбриум и палеозоик е одвоен од Динаридите и Родопите. Меѓутоа, повеќето геолози гледаат континуирана врска помеѓу Огражденскиот и Беласичкиот сегмент на Српско - македонскиот Масив со сегменти од Рилскиот Масив. На територијата на Република Македонија во Српско - македонскиот Масив се застапени прекамбријски и рифеј - камбријски комплекси.

Краиштинската Зона на територијата на Република Македонија е распространета во пограничниот дел со Бугарија, во горното сливно подрачје на реката Брегалница (сл. 13 - KZ). Во неа се вклучени терциерниот Пијанечки грабен и околните масиви, Голак од западната и планината Влаина од источната страна. Краиштинската Зона многу повеќе е распространета на територијата на Република Бугарија.

Структурни карактеристики на Западно-македонската Зона

Западно-македонската Зона претставува внатрешен масив во североисточниот дел на Хеленидите. Претежно е изградена од стари палеозојски формации, што заедно со формациите од раноалпскиот покрив се интензивно дислоцирани. Во средно и доцнаалпската етапа територијата во западниот дел на Република Македонија била зафатена со издигнување. Во доцна-алпската етапа, која продолжува и денес, оваа тектонска единица е зафатена со орогени процеси и интензивна деструкција, што се одразило во оформувањето на современиот релјеф

(планински масиви и депресији - котлини). Од западната страна, Западно-македонската Зона (на територијата на Албанија) се граничи со Мердитската Зона. Во подрачјето на Дебар делумно граничи со зоната Цукали-краста, додека источната граница кон Пелагонот е претставена со регионален расед. Оваа раседна дислокација се протега од Самоков на север и преку западниот раб на Пелагониската Котлина продолжува на југ во Грција. Широчината на Западно-македонската Зона изнесува околу 65 km, додека нејзината должината во меридијански правец е повеќе од 150 km.

Просторот на Западно-македонската Зона со руптурни дислокации, кои имаат регионален карактер, е поделен на пет сегменти (Арсовски 1990). Издвоени се: Пелистерско-шарпланин-



I. Пелистерско-шарпланински сегмент, II. Дебар-ца-стововски сегмент, III. Дел од Цукали-краста зоната, IV. Петринско-караормански сегмент, V. Јабланички сегмент, 1. Западно-пелагониски расед, 2. Галичка навлака, 3. Радичка („Цукали“) навлака, 4. Караорманско-ресенска навлака, 5. Похумска навлака.



сл. 6, Тектонски сегменти во Западно-македонската Зона, според Арсовски (1990) и дел од планината Стогово (Дебарца-стововски сегмент)



сл. 7, Микробори во јурски формации во Јабланичкиот структурен сегмент

ски, Дебарца-стоговски, дел од Цукали-краста, Петринско-караормански и Јабланички сегмент (сл. 6). Сите тие се карактеризираат со своја градба.

Пелистерско-шарпланинскиот сегмент зазема речиси 2/3 од Западно-македонската Зона. Во него доминираат каледонски елементи, а најзастапени се гранитоидните формации. Источната страна на сегментот се граничи со регионален расед што ја дели Западно-македонската Зона од Пелагонот. Североисточна граница на Пелистерско-шарскиот сегмент е рабната руптурна дислокација кон Вардарската Зона, додека западната е претставена со Галичката навлака, за прв пат издвоена од *Jaranoff* (1947). Навлаката се протега од северозапад кон југоисток, т.е. од Кораб и западните падини на Бистра до изворишниот дел на Треска. Потоа свртува меридијански во правец на Дебарца, се движи по западните падини на Плакенска Планина и се губи на југ под неогенот на Преспанската депресија. Долж оваа руптура (навлака) Пелистерско-шарпланинскиот сегмент е навлечен во западно-југозападен правец преку Дебарца-стоговскиот сегмент. Во басенот на Мала и Гарска Река амплитудата на навлекување изнесува повеќе од 10 km. Навлаката, јужно од изворишниот дел на реката Треска, до Преспанската депресија е дефинирана од *Думуриџанов* (1987-88).

Дебарца - стоговскиот сегмент, кој се наоѓа западно од претходниот, во однос на соседните сегменти претставува грабенска структура. Во северните делови, во басенот на реката Радика е најширок (најизразен). Во него се застапени сите

поткатови на раноалпскиот комплекс - тријаски, јурски и кредни. Кон југ, преку Стогово - Караорман, до северните делови на Преспанската депресија сегментот се стеснува на 5 - 7 km. Подрачјата на Мала Река и реката Радика се карактеризираат со многу сложена градба. Тука, преку кредните наслаги, од сите страни се навлечени формации од подолните катови на раноалпскиот комплекс, т.е. јурски и тријаски. Југозападната граница на сегментот е претставена со регионалната Караорманско-стоговска навлака. Таа укажува дека сегментите од западната страна, под компресија се навлечени кон исток-североисток, спротивно на навлаката. Значи, на Дебарца-стоговскиот сегмент е вршено двострано навлекување, од источната и западната страна.

Петринско - караорманскиот сегмент ги опфаќа терените на истоимените планини, а се протега и јужно од Галичица. Должината на сегментот изнесува повеќе од 60 km, додека неговата широчина достигнува 20 km. Неговата источна граница е претставена со Караорманско - ресенската навлака, а западна со Похумската навлака.

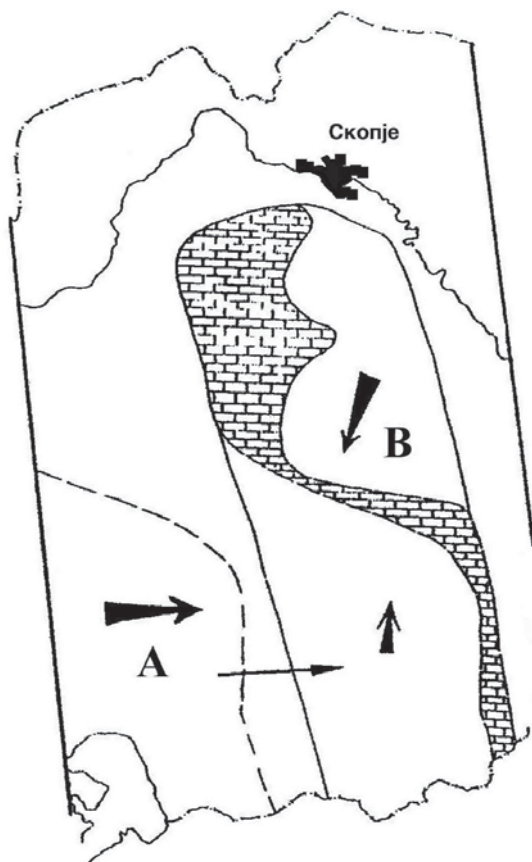
Јабланичкиот сегмент се наоѓа во крајниот југозападен дел на Република Македонија, поврзан со планината Јабланица. Претежно е изграден од раноалпски формации со тријаска и јурска старост, кои лежат преку каледонскиот комплекс. Овој сегмент е интензивно дислоциран и во него се манифестираат одделни микроблокови. Претставува преод кон офиолитскиот комплекс од кој е изградена Мердитската Зона на територијата на Албанија.

Структурни карактеристики на Пелагонискиот хорст-антиклинориум

Пелагонискиот хорст - антиклинориум на територијата на Република Македонија од источната страна се граничи со Вардарската Зона, а од запад и север со Западно-македонската Зона (сл. 5). Се протега јужно од Скопје, во субмеридијански правец, во должина од околу 120 km. Неговата ширина достигнува околу 40 km. Југозападните делови на Пелагонот се покриени со наслaгите на наложената Пелагониска депресија. Терминот Пелагон го вовел *Kossmat* (1924). Како што е напоменато, *Kossmat* во Пелагонот го вклучува и палеозојскиот комплекс на Западно-македонската Зона. До проучувања на *Kossmat* се сметало дека Пелагонидите припаѓаат на Родопската Маса. Меѓутоа, со неговите сознанија за интензивните набирања на кредниот флиш во долината на реката Вардар, т.е. од

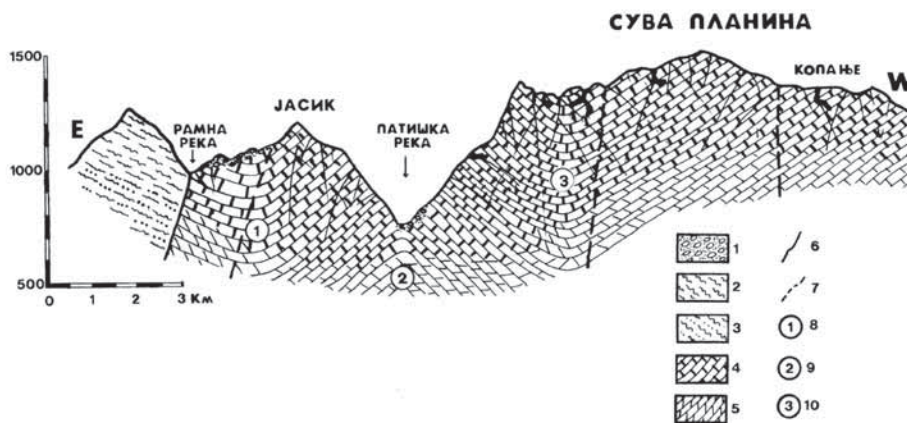
него издвоената Вардарска Зона ги разделува Родопите од Пелагонидите. Овој автор на алпските орогени движења им дава главна улога во тектогенезата, како на Вардарската Зона така и на Пелагонискиот хорст-антиклинориум.

Современите сознанија за геолошката граѓба на Пелагонискиот Масив укажуваат дека тој се дели на два дела: северен и јужен. Северниот дел во целост претставува асиметрична структура во која источното крило е значително издигнато. Во него претежно се застапени формации на гнајсеви и микашисти, додека формациите на мешаната и серијата на мермери се широко застапени на запад од нив. Јужниот дел на Пелагонот, исто така, е асиметрично изграден, но овде е поиздигнато западното крило. Средишните делови во јужниот дел на Пелагонот претежно се изградени од гранодиоритски маси. Двата дела на Пелагонот, внатрешно набрани и дислоцирани за време на гренвилската тектогенеза, биле јасно доведени во меѓусебна колизија. Северниот дел е навлечен над јужниот со систем на нав-



Хипотетичко поместување на јужниот дел на Пелагонот, прва тектонска фаза (А), компресија на северниот дел на Пелагонот од север кон југ, втора тектонска фаза (В)

сл. 8, Хипотетичко поместување на Пелагонот, според Арсовски (1997) и појава на предкамбриски доломитски мермери во Пелагонот во пештерата Алена на планинскиот масив Јакупица



1. Флувиоглацијални седименти, 2. Гранитски микашисти, 3. Гнајсеви, 4. Калцитски мермери, 5. Доломит-ски мермери, 6. Утврден расед, 7. Претпоставен расед, 8. (1) Дражиловска синклинала, 9 (2) Патишка антиклинала, 10 (3) Сувопланинска синклинала.

сл. 9, Геотектонско-морфолошки профил на Сува Планина и долината на Патишка Река, според Колчаковски (1990-1991)

лаки, реверсни раседи и превртени пликативни структури на потегот: Плетвар - Дервен - Дреново. Значи, за време на гренилската тектогенеза дошло до зближување и ротирање на северниот кон јужниот дел на Пелагонискиот хорст-антиклинориум (сл. 8).

Пелагонискиот хорст - антиклинориум на територијата на Република Македонија претставува структура од прв ред, со должина од над 120 km и средна ширина од околу 40 km. Речиси од сите страни е отсечен со раседи што имаат регионален или длабински карактер. Доминантна улога во внатрешната градба на Пелагонот има гренилскиот комплекс, односно основните структурни елементи се формирани со гренилската орогенеза. Подоцнежните тектонски фази, каледонско - херцинската и алпската многу слабо се одразиле во внатрешната структура на Пелагонот. За цело време на фанерозоик тој е релативно стабилен „микроконтинент“, со манифестација на осцилаторни вертикални движења. Според структурните карактеристики, како што е напоменато, Пелагонскиот хорст-антиклинориум се дели на северен и јужен дел (Арсовски 1997).

Во северните делови на Пелагонот се издвојуваат три сегменти, кои се разликуваат по својата внатрешна градба. Јужниот сегмент е поврзан со долината на реката Бабуна и подрачјата на истоимената планина и планините Мукос и Козјак. Овој сегмент од јужната страна е ограничен со регионалната навлака Плетвар-Сивец-Дебриште, а од северната со регионалната Јакупичка навлака. Северно од навла-

ката е сегментот во сливот на реката Тополка, кој на север се граничи со Скопската депресија. Од западната страна, во сливот на Треска се наоѓа Поречкиот сегмент. Тој е претежно изграден од метаморфна карбонатна формација, претставена со серија на калцитски и доломитски мермери. Во јужниот сегмент, како најкрупна пликативна форма се издвојува Бабунската антиклинала. Таа е издолжена по долината на реката Бабуна (30 km), додека широчината и варира од 10 до 15 km. Во централните делови е пресечена со раседи, кои условиле нејзино кршење со издигнување и спуштање на одделни блокови. Навлаката Плетвар - Сивец - Дебриште претставува природна граница помеѓу северниот и јужниот дел на Пелагонот. Мошне добро е изразена на контактот помеѓу мермерите и гнајсевите во подрачјето на Плетвар и мермерите и микашистите во подрачјето на Сивец. Кон запад е покриена со неоген-квартерни наслаги. Се претпоставува дека нејзино продолжение е навлаката помеѓу Дебриште и Брод. Овде гренилските мермери се навлечени преку бајкалските графитични шкрилци, а тие преку каледонските кварц - серицитски шкрилци. Тоа значи дека процесите на навлекување во овој дел на Пелагонот (од север кон југ) се повторувале во неколку фази. Во басенот на реката Тополка, во гнајсевите и микашистите се издвојуваат: Мелничката синклинала, Врановската антиклинала, Јаболчишката синклинала и Дреновската антиклинала. Пликативните структури на Тополкиниот сегмент во басенот на Кадина Река се послабо изразени.

Западниот (Поречки) сегмент во северниот дел на Пелагонот ги опфаќа терените на Порече (Треска) и планинските масиви: Даутица, Јакупица и Караџица (Сува Планина). Сите тие се изградени од моќен карбонатен комплекс на калцитски и доломитски мермери (сл. 8). Ваквиот состав ја условил и структурата на неговата внатрешна градба. Карбонатите лежат конкордантно над долниот метаморфен комплекс, со постепено преод од микашистите преку мешана серија (Даутица - Јакупица). Калцитските и доломитските мермери на овој карбонатен комплекс генерално паѓаат кон запад ($15-30^\circ$), а ретко и пострмно. Во средишниот дел на Порече, помеѓу калцитските мермери и доломитите се манифестира регионален расед, издвоен како Црешневско-беличка дислокација. Раседот може да се следи на растојание подолго од 40 km, почнувајќи од Локвица на југ до басенот на реката Оча на север. Во северниот дел на сегментот се застапени Сувопланинската и Очанската синклинала и Брезничката антиклинала. Сувопланинската синклинала е изградена од слоевити и банковити калцитски и доломитски мермери. Нејзината оска е ориентирана во меридијански правец, со должина од над 12 km, додека на пречниот пресек е целосно симетричен, со падови на крилата од $30-40^\circ$ (сл. 9). Брезничката антиклинала претставува крајна северна структура во овој дел на Пелагонот. Нејзината оска е ориентирана во правец запад - исток, со должина од околу 12 km и со падови на крилата од $30-50^\circ$. Кон исток структурата е погребена со неогените седименти на Скопската депресија.

Во јужниот дел на Пелагонот, во структурен однос, освен терените на Селечка Планина, Мариово и Ниџе е вклучен и Прилепскиот гранитоиден масив. Според карактерот на внатрешната градба и во овој дел на Пелагонот можат да се издвојат три посебни сегменти: западен, централен и источен. Во западниот сегмент доминираат пликативни структури, во централниот првенствено се застапени гранитоидни маси, додека во источниот сегмент метаморфниот комплекс претставува крупна регионална моноклинала. Во западниот сегмент, како пликативни структури се истакнуваат: Прилепската антиклинала, Подмолската антиклинала, Црнишко - бобишката синклинала, Маковската антиклинала, Кајмакчаланската антиклинала и други помали набори.

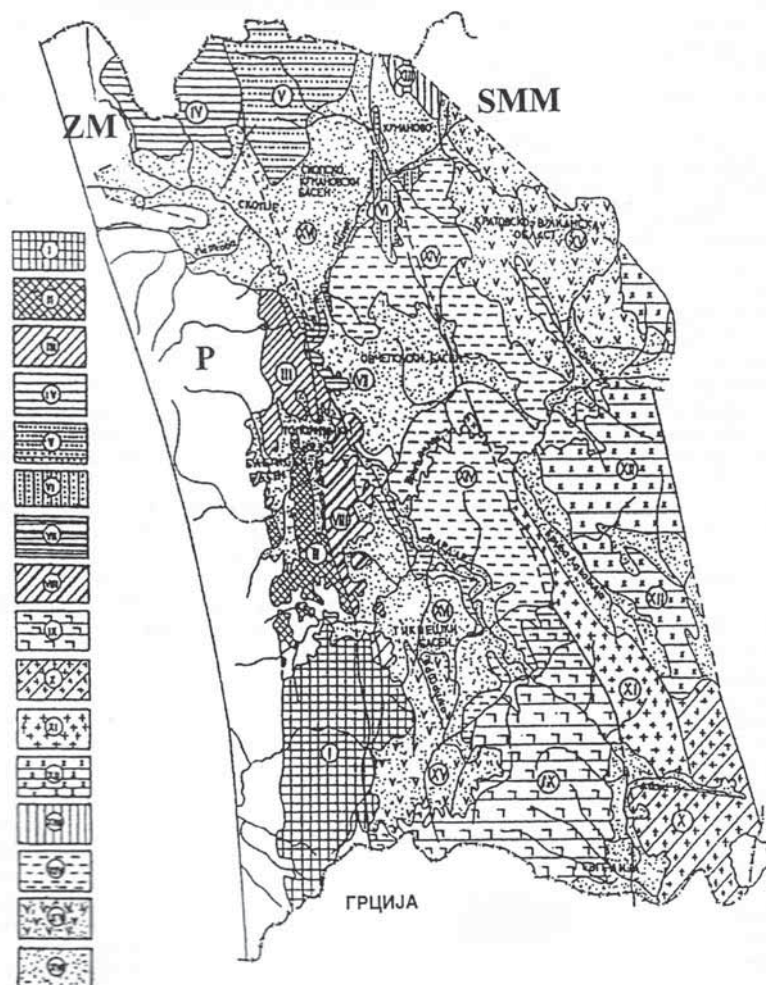
Централниот сегмент во јужниот дел на Пелагонот го зазема Чанишко - прилепскиот гранитоиден појас. Се протега во должина од 50 km, почнувајќи од Прилепскиот гранитоиден масив на север до граничните делови со Грција на југ.

Овој гранитоиден појас (средишен дел на Пелагонот) во длабочина претставува единствена маса. Површински, најкрупното гранитоидно тело е на подрачјето на селото Чаниште (над 300 km^2). Врапчанската моноклинала во целост го претставува источниот сегмент на јужниот дел на Пелагонот, во должина од околу 40 km. Од источната страна се граничи со Вардарската Зона, додека од западната со гранитоидниот сегмент, односно со Дуњскиот расед. Овој метаморфен комплекс, кој е со широчина од околу 7 km генерално паѓа кон исток (25° до 40°). Моноклиналата од нејзината источна страна е трансгресивно препокриена со рифеј-камбриски, бајкалски, каледонски и алпски формации, чии структурни елементи припаѓаат на Вардарската Зона.

Структурни карактеристики на Вардарската Зона

Во тектонската реонизација на Македонија и воопшто на Балканскиот регион, Вардарската Зона за прв пат е издвоена од *Kossmat* (1924). Тој по должината на реката Вардар констатирал појас на интензивно дислоциран креден флиш и систем на лушпи од палеозојскиот и мезозојски комплекс. Вардарската Зона со својата внатрешна градба, застапеноста на магматогени, метаморфни и седиментни комплекси, како и со стилот на своите тектонски структури се издвојува во однос на останатите тектонски единици, како на територијата на Република Македонија, така и на целиот Балкански Полуостров.

Според концепцијата за „Тектоника на плочи“, Вардарската Зона се означува како субдукција што се подвлекува кон исток, под Српско - македонскиот Масив, или се интерпретира како рифтова зона (Арсовски, Думуџанов 1984). Вардарската Зона како тријаски до рано-креден океан (сл. 46), е со долга и комплицирана историја на субдукција. Започнува со затварање во доцна јура - рана креда. Карпестите маси силно се деформираат во тесни со северозападен правец ограничени појаси. Деформацијата на карпестите маси трае до палеоцен (ларамиска орогенеза). Повеќето геолози сметаат дека Вардарската Зона припаѓа на внатрешните Динариди, додека одредени автори нејзиниот шумадски дел го претставуваат како гранична зона помеѓу Динаридите и Карпатидите. Вардарската Зона се дели на три субзони, западна, централна и источна (сл. 11).



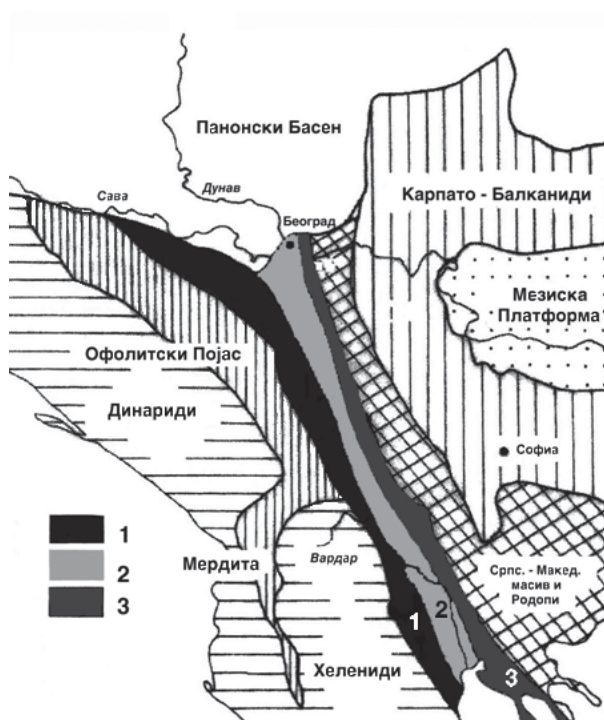
I. Козјачко-дреновски, II. Тројаца-чашка-долгоритски, III. Кадински, IV. Лепенечки, V. Скопско-црногорски, VI. Кумановско-пчињски, VII. Пчиња-гroot, VIII. Велес-клепа-тиквешки, IX. Кожуфски, X. Фурка-дојрански, XI. Градишко-плаушки, XII. Бучимско-срмдешки, XIII. Старонагоричански-табановци, XIV. Сегмент од пиринејско-савскиот структурен кат, XV. Неовулкански области, XVI. Неодепресији.

сл. 10, Тектонско-структурни сегменти во Вардарската Зона на територијата на Република Македонија, според Арсовски (1997)

На територијата на Република Македонија во Вардарската Зона се издвоени четири изолирани блока, изградени од прекамбриски метаморфен комплекс. Тоа се: Козјачкиот, Мала Рупа (Кожуф), Серта (Плаушко - градешки - сертински) и Бучимски (Бучимско - срмдешки) блок. Тие претставуваат составен дел на гренилската Земјина кора. Во пребајкал биле мост помеѓу Пелагонскиот и Српско - македонскиот Масив. Во нивниот состав се сретнуваат истите формации што се присутни во двата масиви. Палеозојскиот (бајкалско-каледонски) комплекс во Вардарската Зона е претставен со одделни сегменти (изолирани блокови). Се одликува со фазија на зелени шкрилци, карактеристично за терените во западните делови на Македонија. На контактот на Вардарската Зона со Пелагонот овој комплекс лежи трансгресивно. Во него е констатирана рифеј-камбриска флора, што укажува дека метаморфниот комплекс на зелените шкрилци се однесува кон бајкалите. Во Вардарската Зона алпските комплекси

се многу повеќе застапени отколку во останатите тектонски единици. Овде, речиси во целост е присутен рано-алпскиот комплекс, претставен со тријаски, јурски и кредни формации. Средно-алпскиот комплекс е застапен со палеогени формации, кои речиси ги нема во останатите зони, или пак, имаат ограничена распространетост. Како доцнаалпски се третираат неоген-квартерните формации, карактеристични за целата територија на Република Македонија.

На територијата на Република Македонија Вардарската Зона ги дели Пелагонидите и Западно-македонската Зона од Српско-македонскиот Масив. Во северниот дел на Вардарската Зона, нејзината западна граница е изразена со контактот на Радушкиот перидотитски масив и мермерите на Жеден. Оваа граница кон југ е прекриена со неогените наслаги на Скопската депресија. Јужно од Скопје, во долниот дел на Кадина Река, горнокредните базални конгломерати лежат трансгресивно над прекамбрискиот метаморфен комплекс. Понатаму, на југ, гра-



1. Западна субзона, 2. Централна субзона, 3. Источна субзона.

сл. 11, Географска положба на Вардарската Зона на Балканскиот Полуостров

ницата помеѓу Вардарската Зона и Пелагонот е најчесто раседно изразена. Источната граница на Вардарската Зона започнува северно од Куманово и се протега кон југоисток до Кратово, каде е прекината со неогените вулканогени формации. На југ границата продолжува долж источниот (маргинален) дел на Штипските гранити. Во крајниот јужен дел продолжува јужно од Струмица до североисточната страна на Дојранското Езеро. Вака ограничена Вардарската Зона е поширока во јужниот дел (над 70 km) отколку во северниот, каде широчината и достигнува околу 50 km.

Во Вардарската Зона, според развитокот за време на алпскиот циклус, јасно се издвојуваат три подзони: западна, средишна и источна (сл. 11). Западната субзона е поврзана со распространетоста на горнокредниот флиш и со присуство на многубројни блокови со хетероген состав. Природната граница на овие блокови е претставена со систем на раседи долж кои се втиснати серпентински тела. Како источна граница на оваа подзона е регионалниот реверсен расед што се протега од вливот на реката Пчиња во Вардар, преку Гроот (западно од Велес) и западните падини на Клепа до Алшар, односно до границата со Грција на југ. Северно од Скопската депресија границата го следи контактот на горнокред-

ниот флиш со палеозојскиот комплекс (западни падини на Скопска Црна Гора). Оваа субзона за време на палеоген била речиси целосно издигната и имала континентален развиток.

Средишната субзона е најсложено изградениот дел на Вардарската Зона. Во нејзините јужни делови се присутни блокови на прекамбрискиот метаморфен комплекс, како и поголеми и помали реликти на старопалеозојски (каледонски) формации. Во нејзиниот јурски, ранеоалпски комплекс, широко се застапени формации на офиолитскиот комплекс. Поголемиот дел на субзоната, од Скопска Црна Гора на север до Демир Капија на југ е прекриен со палеогена флишна формација и неогени седименти. Границата помеѓу средишната и источната субзона е претставена со регионален расед. Таа се протега од Лојане на север, преку Овче Поле до западните падини на Градешка Планина на југ. Границата помеѓу Демиркапискиот габро - дијабазен масив и прекамбриските метаморфити е претставена со реверсен расед. Дислокацијата може да се следи до границата со Грција на југ. Источната субзона претставува преод кон Срп-



сл. 12, Тектонска пореметеност на средноалпскиот комплекс во централната субзона на Вардарската Зона

ско - македонскиот Масив. Многубројни помали и поголеми блокови во оваа субзона се составени од стари прекамбриски, рифеј - камбриски и старопалеозојски формации. Воедно, присутни се и крупни гранитни тела (Штипски, Фурка и други од јурска старост), како и појави на интензивен млад, неоген вулканизам (Кратовско-злетовска вулканска област).

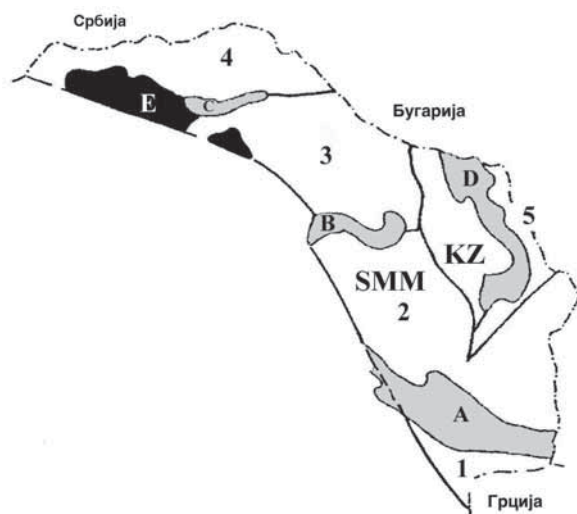
Сложената градба на Вардарската Зона е изразена со присуство на одделни блокови изградени од структури со различна возраст. Овде се застапени реликти на најстарата - пребајкалска (гренилска) Земјина кора, но и бајкалиди и каледонско - херцински комплекси. Формациите на алпскиот структурен кат се во целост застапени. Сите овие комплекси, претставени со хетерогени метаморфни, седиментни и магматогени формации се интензивно дислоцирани, со нивно генерално протегање што се совпаѓа со протегањето на Вардарската Зона. Внатрешната градба на Вардарската Зона е условена од високата тектонска активност за време на многубројните орогени фази. Влијание врз нејзината тектогенеза имаат предалпските - гренилска (пребајкалска) и бајкалско-каледонска орогенеза и секако неколкуте алпски орогени фази регистрирани на овој простор. Структурите од раноалпскиот комплекс и постарите комплекси најинтензивно биле преработени (дислоцирани) за време на ларамиската орогена фаза. Во границите на Вардарската Зона раноалпските и предалпските комплекси учествуваат заедно во структуро-образувањето на одделни подрачја, издвоени во дванаесет сегменти (сл. 10). Сегментите се меѓусебно одвоени со терциерен басен изграден од еоценска флишна формација (сл. 10 - XIV), вулканогени области (сл. 10 - XV) и плио-квартерни неопрееси (сл. 10 - XVI).

Структурни карактеристики на Српско-македонскиот масив

Српско - македонскиот Масив е изграден од предалпски структурни комплекси, што ги одделуваат алпските орогени системи, и тоа: Динаридите и Хеленидите од западната и Карпато - балканидите од источна страна. Како средишен масив се протега од Дунав на север до Халкидики (Егејско Море) на југ, во должина од над 650 km. Неговата ширина на територијата на Република Македонија изнесува помеѓу 60 и 80 km. Од западната страна се граничи со Вардарската Зона, додека на исток се протега на територија-

та на Бугарија како составен дел на Родопите, односно Пиринските структури. Подрачјето помеѓу Делчево и Берово, т.е. планините Голак и Влаина, со површина од околу 800 km² се вклучени во Краиштинската Зона, која го претставува најјужниот сегмент на Карпатидите (Арсовски 1997). Во градбата на Српско-македонскиот Масив (територија на Република Македонија) претежно учествуваат два структурни комплекси: долен, пребајкалски високометаморфен комплекс со амфиболитска метаморфна фација и горен бајкалски и бајкалско-каледонски метаморфен комплекс, претставен со зелени шкрилци. Во границите на Српско-македонскиот Масив, како резултат на неотектонските процеси се создадени напречни депрсии (Струмичка, Кочанска, Славишка) и издигнати морфоструктури (Беласички, Огражден - малешевско - плачковички, Осоговски и Германскиот сегмент). Издигнатите сегменти се изградени од предалпски комплекси, додека депрсиите се исполнети со неогени наслаги (сл. 13, A - D).

Во средишниот дел Српско - македонскиот Масив, кој до преднеотектонската етапа претставувал една целина, со доцнаалпските орогени процеси со формирањето на напречните и наложени депрсии е разделен на неколку сегменти. Беласичкиот предалпски сегмент, кој во преднеотектонската етапа бил поврзан со Огражденскиот, во својата основна маса е изграден од гнајсеви и зашкрилени гранити. Беласичкиот сегмент на север, кон Струмичката депрсија, се граничи со многу изразен расед, односно раседна зона. Огражденско - малешевско - плачковичкиот сегмент во јужниот дел е претставен со Огражденскиот гранитоиден масив (над 150 km²), кој речиси од сите страни е опкружен со дволискунски (биотитско - мусковитски) гнајсеви. Западниот дел на овој сегмент, на подрачјето на планината Плачковица (западно од Краиштинската Зона) е многу посложено изграден, со присуство на пребајкалски и бајкалски комплекс. Неговата источна граница е претставена со систем на меридијански малешевски раседи, т.е. со дислокациона зона што ја претставува западната граница на Краиштинската Зона. Во Осоговскиот сегмент е застапен: пребајкалски, бајкалски и каледонски комплекс, а во пограничниот дел со Бугарија и средноалпски со изразита вулканска манифестација. Овој сегмент е познат и како Осоговски антиклинориум. Германскиот сегмент се наоѓа во крајните северни делови на Српско-македонскиот Масив (територија на Република Македонија). Неговиот источен дел, во басенот на Киселичка Река (околу 100 km²) е изграден од бајкалски комплекс. Ис-



1. Беласички, 2. Огражденско - малешевско - плачковички, 3. Осоговски, 4. Германски, 5. Влаински, 6. Голачки. Наложепи депресији: А. Струмичка, В. Кочанска, С. Славишка, Д. Делчевско - пехчевска (Пијанец), Е. Неовулкански области.

сл. 13, Тектонско-структурни сегменти на Српско-македонскиот Масив (SMM) и Краиштинската Зона (KZ), според Арсовски (1997) со дел од Осоговскиот структурен блок

точните делови на Германскиот сегмент се трансгресивно прекриени со средноалпски (еоценски) комплекс на флишна и вулканогено - седиментна формација. На територијата на Република Македонија средноалпскиот комплекс е издвоен како Девебаирски грабен, додека на територијата на Бугарија како Камнишки грабен.

Краиштинската Зона на територијата на Република Македонија е застапена северно од Малешевскиот блок. Од него е одделена со регионалниот расед Берово - Кадиница, кој кон североисток се протега и на територијата на Бугарија. Во западниот дел на зоната се вклучени гранитоидите на Голак, познати како Делчевски (херцински) гранити. На исток, планината Влаина, како дел на зоната е изградена од старопалеозојска (рифеј-камбриум) формација на зелени шкрилци. Помеѓу двата блока на Краиштинската Зона е наложена терцијерната Пијанечка (Делчевско-пехчевска) депресија. Значи, Краиштинската Зона на територијата на Македонија е претставена со Влаинскиот и Голачкиот блок и наложената Пијанечка депресија.

Краиштинската Зона од запад е претставена со Делчевскиот гранитоиден батолит (Голачки сегмент). Во меридијански правец се протега околу 35 km (продолжува на север во Бугарија), додека неговата ширина е помеѓу 10 и 15 km. Во јужните (рабни) делови на Краиштинската Зона делумно се застапени и формации на каледонскиот комплекс. По билото на Влаина градат сложена структура. Во северните делови на Влаина едно покрупно габроидно тело достиг-



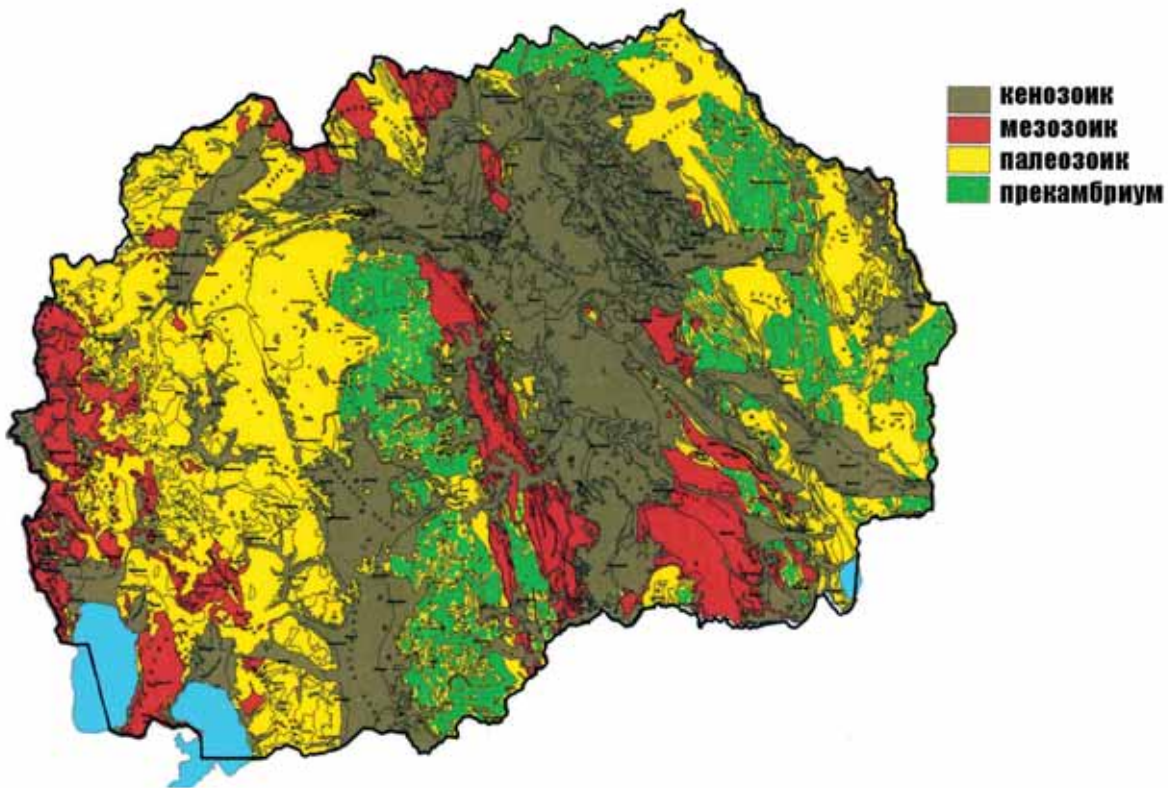
нува димензии 9 X 3 km. Овде, преку гранитоидите, трансгресивно лежат реликти на тријаска карбонатна формација. Влаинската структура од западната страна е ограничена со регионален расед, издвоен како Пехчевско-звезгорски систем на раседи. Пијанечкиот (Делчевско-пехчевски) грабен настанал во еоцен и тоа; прво неговите северни делови, издвоени како Пијанечки ров. Во него се наталожени средноалпски еоценски флишни седименти и пробиви на вулканисти. Должината на грабенот изнесува над 40 km.



сл. 14, Дел од хорстот Беласица (2.029 m), структурен сегмент на Српско-македонската геотектонска единица

ЛИТОФАЦИЈАЛНИ КАРАКТЕРИСТИКИ

Територијата на Република Македонија претставува комплициран мозаик на разновидни **метаморфни, седиментни и магматски** карпи, присутни низ сите нејзини тектонски единици. Генерално гледано, може да се истакне дека метаморфниот комплекс доминира во Западно-македонската Зона и Пелагонот, нешто помалку е присутен во Српско-македонскиот Масив, а најмалку во Вардарската Зона. Во Вардарската Зона доминираат седиментните карпи, додека за магматските тоа е Српско-македонскиот Масив и Вардарската Зона, што не значи дека седиментните и магматските карпи не се присутни и во останатите тектонски единици. Метаморфните карпи стратиграфски припаѓаат на гренвилскиот, бајкалскиот и каледонскиот комплекс, седиментните на трите дела на алпскиот комплекс, додека магматските ги има речиси низ сите периоди, од најстарите до квартерни.



сл. 15, Геолошка карта (генерализирана) на Република Македонија



Метаморфни карпи

Метаморфните карпи на територијата на Република Македонија припаѓаат на **гренвилскиот** (пребајкалски), **бајкалскиот** и **каледонскиот** комплекс. Гренвилскиот метаморфен комплекс, во кој се издвојува долен и горен дел, најшироко е застапен во Пелагонискиот хорст-антиклинориум. На територијата на Вардарската Зона се издвоени четири изолирани блока изградени од прекамбрискиот метаморфен комплекс, додека во Српско-македонскиот Масив е присутен во сите негови сегменти. Рифеј-камбриум, како дел од бајкалскиот комплекс, во Западно-македонската Зона и Пелагонот е застапен на ограничени простори. Во Српско-македонскиот масив е широко распространет во Осоговскиот, Малешевско-плачковичкиот и блокот Герман. Бајкалскиот комплекс на територијата на Вардарската Зона е реликтно претставен во одделни изолирани блокови. Долниот дел на каледонскиот метаморфен комплекс е присутен во Западно-македонската Зона, потоа долж западните, маргинални делови на Вардарската Зона и во источниот маргинален дел на Осоговскиот блок (Српско-македонски Масив). Горниот дел на каледонскиот комплекс е широко распространет во Западно-македонската Зона.

Пребајкалски (гренвилски) комплекс

Во северниот дел на Пелагонот во гренвилскиот метаморфен комплекс се издвојува долен и горен дел. Долниот дел е претставен со серија на гнајсеви и серија на микашисти, додека во горниот дел на метаморфниот комплекс е издвоена мешана и серија на мермери (Арсовски 1960).

Во серијата на гнајсеви што го градат најдлабокиот дел на гренвилскиот метаморфен комплекс се издвојуваат неколку типа гнајсеви. Во долните делови гнајсевите се масивни и банковидни, слоевити и шкрилести што е во тесна врска со застапеноста на лискунот. Бојата на гнајсевите е најчесто светлоцрвеникава. Партиите по богати со кварц се карактеризираат со посветла боја, а тие што се богати со лискун имаат сиво-зеленкаста боја. Промените на петрографски-

от состав во серијата на гнајсеви може да се констатира на различни локалитети, како во хоризонтален така и во вертикален правец. Моќноста на оваа серија во северниот дел на Пелагонот се проценува на околу 5.000-7.000 m.

Серијата на микашисти е помалку распространета отколку серијата на гнајсеви. Микашистите се забележуваат на планините: Шиле-гарник, Убава, Китка и други локалитети. Гледано во целина серијата на микашисти е претставена со кварцити, лискунски шкрилци и графитични кварцити. Тие фацијално (странично и вертикално) минуваат едни во други и за разлика од гнајсевите се јасно зашкрилени. Во зависност од присуството на графитична материја нивната боја е темнокафеава до црна. Микашистите во својата маса (во основа) освен кварц содржат и лискун, кој во поедини делови е застапен до 30 %. Мешаната серија во северниот дел на Пелагонот опфаќа комплекс на метаморфни карпи со различен петрографски состав: гнајсеви, циполини, хлоритошисти, талкшисти и мермери, кои минуваат едни во други, како во вертикален така и во хоризонтален правец. Од сите литолошки вариетети доминираат гнајсевите. Прв пат мешаната серија е издвоена на источните падини на Даутица (Арсовски 1960). Констатирано е дека преку серијата на микашисти лежат циполини и зелени шкрилци со прослојци на мермери. Тие странично преоѓаат едни во други, што и условило да се издвојат како мешана серија. Циполините што учествуваат во составот на мешаната серија се претежно изградени од калцит со присуство на мусковит и кварц. Мермерите во склопот на оваа серија се банковити, крупнозрнести и претежно калцит-



сл. 16, Турмалин (шербл), село Бонче

ски. Моќноста на мешаната серија е многу варијабилна, од неколку до 700 m во источните делови на Јакупица.

Серјата на мермери, како карбонатна формација го претставува горниот дел на прекамбрискиот (гренилски) комплекс на Пелагонот. Во неговиот северен дел серијата на мермери го гради планинскиот масив Јакупица, Порече и одредени делови северно од Прилеп (Сивец, Плетвар, Козјак). Реликти на оваа карбонатна формација се сретнуваат на северните падини на Китка, како и во источниот, маргинален дел на Пелагонот (Велешко). Главната маса на серијата ја сочинуваат мермерите, детерминирани како калцитски и доломитски, што често фацијално преминуваат едни во други. Калцитските мермери доминираат во долните делови на серијата, додека доломитските во горните. За нив е доминантна белата и сива боја, но присутни се и ленти на темносиви до црни мермери. Во долниот дел на серијата, каде се застапени сивобели и бели калцитски мермери во подината се плочести, а потоа преминуваат во банковидни и масивни партии. Северно од Караџица, на Сува Планина, вклучувајќи ги и околните терени во долината на реката Треска, претежно се застапени сивобели и бели ситнозрнести доломити. Калцитските мермери се претставени на помали простори (таб. 1). Староста на оваа моќна карбонатна формација (преку 3.500 m) е мошне проблематична. Различни автори даваат различни мислења, што се движат од палеозоик па се до тријас. Од бројно земените проби (на повеќе места) за палеонтолошко детерминирање на мермерите не се добиени позитивни резултати, според кои би се направило нивно стратиграфско расчленување (Јанчевски et.al. 1982). Меѓутоа, според литолошките карактеристики, како и според нивниот однос кон соседните формации, најчесто се земаат за прекамбриски - гренилски комплекс (Арсовски 1997).

Прекамбрискиот метаморфен комплекс во јужниот дел на Пелагонот е застапен на Селечка Планина и Нице. Настанат е во услови на регионален метаморфизам. За него се карактеристични три литостратиграфски нивоа: гнајсно - микашистна серија (долен метаморфен комплекс), мешана серија и серија на мермери. Серијата на гнајсеви и микашисти, која го претставува долното стратиграфско ниво е мошне хетерогена (гнајсеви, микашисти, метадијабази, кварцити и гранодиорити). Нејзината долна зона претставува хомогенизирана маса, претежно изградена од мусковитско-биотитски гнајсеви и ретки ленти на амфиболи. Гнајсевите се сивобели, средно и ситнозрнести. Во нивниот состав се застапени: кварц, фелдспати, плагиоклас, мусковит, биотит и др.

Горната зона литолошки претставува хетерогена маса, во која, како вертикално така и хоризонтално доаѓа до менување на различни типови на гнајсеви, микашисти, амфиболити и кварц. Гнајсевите, како најраспространети, се претставени со мусковитско - биотитски, порфиробластични и лентовидни магматизирани гнајсеви. Микашистите, исто така, претставуваат распространет литолошки член во горната зона, особено во западните подрачја (Селечка Планина) на јужниот дел на Пелагонот. Се јавуваат во два главни хоризонта, секој одделно со моќност од неколку стотина метри до еден километар. Кварцитите, настанати со метаморфизам на песочниците, најчесто се развиваат како ленти во графитичните микашисти, а ретко во гнајсевите. Мешаната серија, широко распространета во северниот дел на Пелагонот, во јужниот е редуцирана или отсутствува (зачувани се само нејзини реликти). Серијата на мермери во јужниот дел на Пелагонот е добро изразена во неговиот источен (маргинален) дел. Нејзината моќност достигнува од 1.500 до 2.000 m. Врз неа трансгресивно, а локално и тектонски, лежат рифеј-камб-

таб. 1. Хемиски состав на мермерите на поедини локалитети во северниот дел на Пелагонот, според Сџирачков et.al. (1964)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0,20	0,10	0,15	0,40	0,10	0,10	0,05
R ₂ O ₃	0,15	0,14	0,20	0,22	0,04	0,08	0,10
CaO	54,33	54,38	53,80	54,32	34,44	29,68	32,48
MgO	1,33	1,36	1,36	1,30	18,34	22,38	19,96
г. жар.	43,90	43,82	43,50	43,46	47,02	47,71	47,27
вкупно	99,91	100,00	99,01	99,70	99,94	99,95	99,86

1. Среднозрнести мермери (северно од Козјак), 2. Крупнозрнести мермери (западно од Патишка Река), 3. Средно до крупнозрнести мермери (северно од Брезница), 4. Сивочрни калцитски мермери (западно од Солунска Глава), 5. Доломитски мермери (Јаболце), 6. Доломитски мермери (Горна Белица), 7. Доломитски мермери (Здуње).



сл. 17, Појава на дистен, село Штавица и прекамбриски карпи (гренвилски комплекс) во источните делови на локалитетот Маркови Кули

риски карпи и горнокредни седименти карактеристични за Вардарската Зона. На потегот Нице - Беловодица серијата на мермери е претставена со два хоризонти. Во долниот хоризонт доминираат доломити и доломитско-калцитски мермери, додека горниот е претставен со калцитски мермери. Доломитските мермери, кои постепено се менуваат со хоризонти на калцитски мермери, преминуваат од плочести во банковидни партии. Калцитските мермери се ситно до среднозрнести со сиво-бела до бела боја.

На територијата на Вардарската Зона се издвоени четири изолирани блока изградени од прекамбрискиот метаморфен комплекс. Тоа се: Козјачкиот (Елен Шупе), Мала Рупа (Кожуф), Серта (Плавушко - градешки - сергински) и Бучимски (Бучимско - смрдешки) блок. Блоките претставуваат составен дел на гренвилската Земјина кора, кои во пребајкал биле мост помеѓу Пелагонот и Српско-македонскиот Масив. Во нивниот состав се прсутни истите формации што се застапени во Пелагонот и Српско-македонскиот Масив. Гренвилскиот комплекс во јужниот дел на Вардарската Зона укажува на врската на Пелагонот (од запад) со Српско-македонскиот Масив (на исток). Така, на пример, литофацијалните карактеристики на Козјачкиот блок и Мала Рупа се аналогни на гренвилскиот комплекс на Пелагонидите, додека блокот Серта и Бучимскиот се слични со Српско-македонскиот Масив.

Прекамбрискиот комплекс е застапен во сите издвоени сегменти на Српско-македонскиот Масив. Во градбата на Беласичкиот блок, во неговиот источен дел, доминираат високометаморфни прекамбриски карпи (дволискунски гнајсеви со интеркалација на амфиболски шкрилци). Дволискунските гнајсеви се карактери-

ризираат со изразита лентовидна текстура. Нивни главни состојци се: кварцот (30 - 57 %), плагиокласите (21-47 %), биотитот и мусковитот (8-30 %). Амфиболските шкрилци на овие простори достигнуваат широчина до 100 m. Во долниот дел на Огражденско-малешевско-плачковичкиот сегмент е застапен прекамбриски високометаморфен комплекс на гнајсеви, микашисти и амфиболски шкрилци. Доминираат дволискунските гнајсеви, чии карактеристики се аналогни со беласичките. Меѓутоа, во Огражденскиот блок, кој зазема повеќе од 1.000 km² се доста застапени и магматизирани порфиристо-бластични гнајсеви, потоа биотитските и мусковитски гнајсеви. Микашистите претежно се поврзани со неговите западни делови и обично (често) се менуваат со дволискунските лентовидни гнајсеви. Микашистите се карактеризираат со изразита зашкриленост условена од присуството на лискуновити минерали (мусковит, биотит), кои со кварцот се јавуваат како главни минерали. Високометаморфниот комплекс го гради и централниот дел на Осоговскиот блок. Тој е претставен со микашисти и лептинити, додека гнајсевите релативно помалку се застапени. Окцестолентовидните гнајсеви содржат крупни зрна на фелдспати (до 7 cm), со застапеност од околу 50 %, додека на кварцот отпаѓаат 35 %. Микашистите, кои многу повеќе се застапени, се карактеризираат со изразита зашкриленост, условена од присуството на лискуновити минерали (до 40 %). Освен лискуните, како главен составен минерал е кварцот, застапен од 20 до 40 %. Германскиот блок, како и Осоговскиот е претставен со два метаморфни комплекси. Долниот, прекамбриски високометаморфен комплекс е претставен со лентовидни и порфиристоидни гнајсеви, потоа лептинити и микашисти. Во прекамбриска-

та фација доминираат микашисти и лептини, додека гнајсевите се застапени на релативно помали простори. Во западниот дел на блокот, во контактните делови со Вардарската Зона се издвоени шкрилци од преодната зона, кои по својот степен на метаморфизам се аналогни на старопалеозојските формации во Вардарската Зона.

Бајкалски комплекс

Рифеј-камбриум, како дел на бајкалскиот комплекс во Западно-македонската Зона е застапен на ограничени простори, западно од Скопје (Водно-Осој). Во овој комплекс е вклучена формација на разновидни шкрилци во кои е констатиран широк спектар на спори карактеристични за рифеј-камбриум (*Dumurdjanov* 1989). Формацијата е доста сложено изградена со интензивно дислоцирани карпи со различен (хетероген) состав. Често е наизменичното сменување на различни шкрилци, лискуновити мермери (циполини) и мермери, при што, подината на формацијата е претставена со кварц-графитично-мусковитски шкрилци. Шкрилците, кои во оваа формација се сретнуваат како ленти помеѓу мермерите се претставени со кварц-серицитски, графитични и зелени шкрилци. Карбонатните карпи, претставени со циполини и мермери се јавуваат на целиот простор, а на места и доминираат. Во долните делови, при преминот од шкрилестиот хоризонт, се претставени со лискунести мермери (циполини), а потоа минуваат во слоевити и банковити мермери.

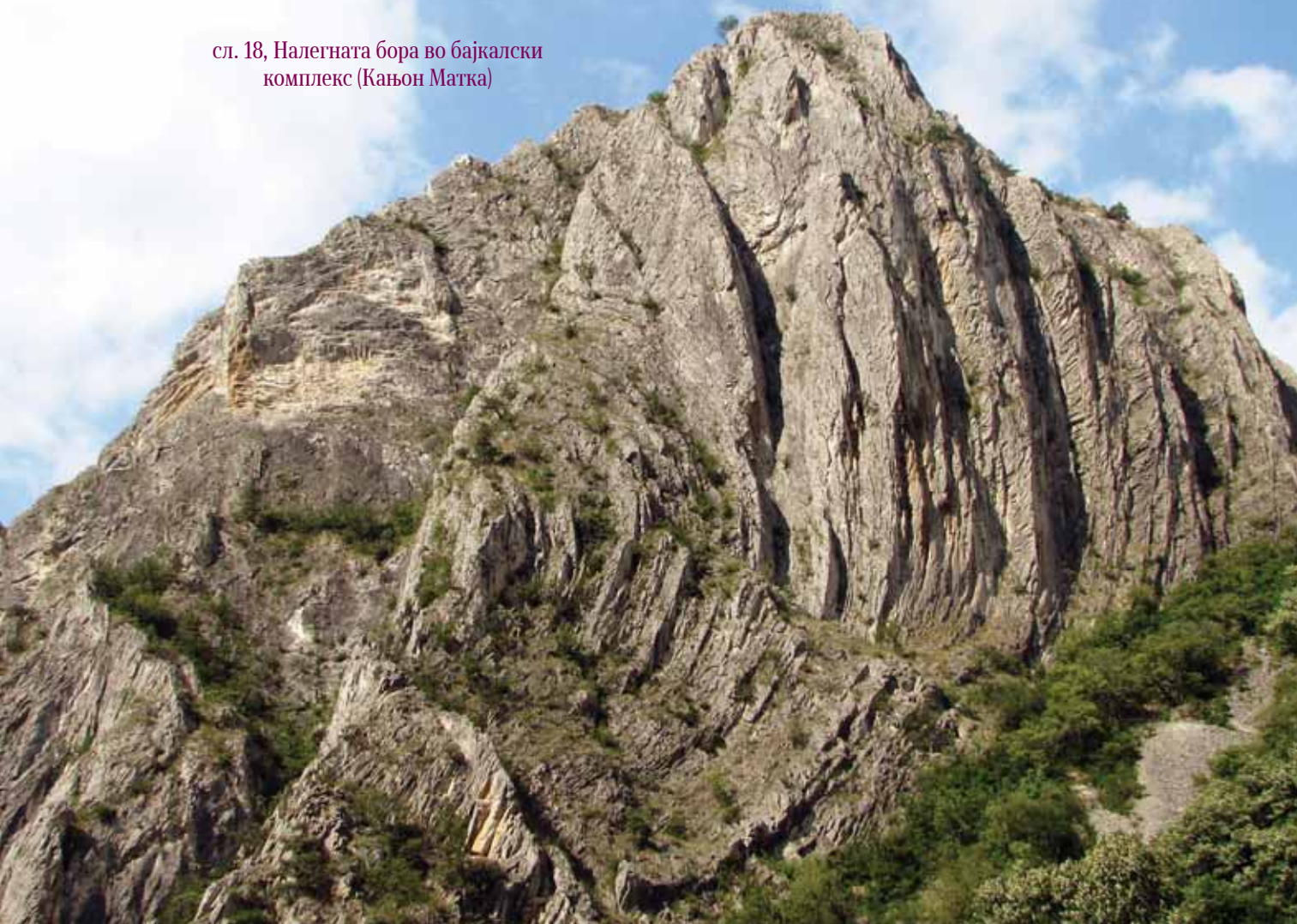
Во рамките на Пелагонот метаморфниот комплекс на рифеј - камбриум има ограничена распространетост во неговите маргинални делови. Комплексот е најзастапен во басенот на Мала Река (Самоков) и источно од Македонски Брод (селото Дебреште). Преку него се навлечени мермери од прекамбрискиот комплекс. Рифеј - камбрискиот комплекс на наведените подрачја е претставен со формација на графитични и кварц-мусковитски шкрилци, кои фацијално минуваат едни во други поради што неможе да се издвојат како посебни единици. Гледано во целина во формацијата доминираат графитични шкрилци. Поради присуството на графитична материја тие се речиси црно обоени. Кварц-мусковитските шкрилци се разликуваат по тоа што не содржат графит. Моќноста на овој комплекс е оценета на околу 500 m.

Палеозојскиот, односно бајкалско -каледонско - херцинскиот комплекс на територијата на

Вардарската Зона е претставен во одделни реликтни сегменти (изолирани блокови). За нив е карактеристична фација на зелени шкрилци, која е особено изразена на терените во западните делови на Република Македонија. На контактот на Вардарската Зона со Пелагонот комплексот лежи трансгресивно. Во него е констатирана рифеј-камбриска флора, што укажува дека овој дел на метаморфниот комплекс (зелени шкрилци) се однесува кон бајкалитите. Голем дел од комплексот со своите литофацијални карактеристики е аналоген на издвоените формации во Западно-македонската Зона. Во Вардарската Зона одделно неможе да се издвои бидејќи со алпската орогенеза е интензивно дислоциран. Во системот на алпските структури е претставен со одделни сегменти, или пак, учествува во помладите алпски формации, особено карактеристично за внатрешните делови. Во западните, маргинални делови на Вардарската Зона, бајкалско - каледонскиот комплекс е претставен со фација на зелени шкрилци, изолирани во неколку блока со површина од 2 до 10 km². Застапени се од Тројаца до селото Извор. На наведените терени комплексот е со многу чести вертикални и хоризонтални измени. Во неговиот долен дел доминираат филитомикашисти и гранитски микашисти. Тие се менуваат вертикално и странично со зелените шкрилци, талкшисти, мермери, филити и кварц-серицитските шкрилци.

Рифеј-камбрискиот комплекс во Огражденско-малешевско-плачковичкиот сегмент (Српско-македонски Масив) е широко распространет на Плачковица (западен дел на блокот), како и на терените на Малешевските Планини. Комплексот во целост е претставен со фација на зелени шкрилци, т.е. со карпи со понизок степен на метаморфизам. Во долниот дел на метаморфниот комплекс доминираат албитизирани мусковит - хлоритски шкрилци, а во горниот епидот - кварц - серицит - хлоритски шкрилци. Првите се ситнозрнести и слабо зашкрилени, со доминантна зелена и кафеавозелена боја. Вторите се карактеристични за Малешевските Планини. Рифеј-камбрискиот метаморфен комплекс со фација на зелени шкрилци е доста широко распространет и во Осоговскиот блок, особено во неговите централни и северни делови. Овде се издвоени албит-хлоритски и албит-кварц-мусковитски шкрилци. Тие се карактеризираат со изразито зелена боја и шкрилеста текстура. Во границите на блокот Герман, во долниот дел на зелените шкрилци доминираат албит - епидот - хлоритски шкрилци, додека во горниот дел албит - кварц - мусковитските шкрилци се рела-

сл. 18, Налегната бора во бајкалски комплекс (Кањон Матка)



тивно помалку присутни. Кај првите кварцот е застапен од 2 до 10 %, додека кај вторите достигнува 40-50 %.

Каледонски комплекс

Долниот дел на каледонскиот комплекс во Западно - македонската Зона е претставен со фазија на зелени шкрилци, кои се однесуваат кон камбриум-ордовициум. Во границите на Западно-македонската Зона овој комплекс е поврзан со нејзините источни делови (Пелистер, Бушева Планина, источните делови на Шара). Еден дел од долнокаледонските формации припаѓаат на бајкалитите, во кои најшироко се застапени кварц-серицитски и кварцни шкрилци, додека биотитските шкрилци ги има помалку. Во северозападниот дел на Пелистер се застапени зелени шкрилци. Тие се релативно помлади, но во

целина се наоѓаат под широко распространетиот силур-девонски комплекс. Од источните падини на Бушева Планина до Добра Вода на север, долнокаледонските формации во долниот дел се претставени со кварц-серицитски шкрилци, а погоре со формација на зелени шкрилци. Во североисточните делови на Шар Планина, во долнокаледонскиот комплекс доминира формацијата на зелени шкрилци

Горниот дел на каледонскиот комплекс на територијата на Западно-македонската Зона е широко распространет. Од оваа формација се изградени терените на Шар Планина, југозападно од Пена, потоа (кон југ) планинските масиви Бистра, Стогово, Караорман, како и Илинска Планина и Бигла, а делумно и Галичица и Јабланица. Во комплексот на различни локалитети се најдени фосилни остатоци (претежно во горниот дел), чија старост е детерминирана како силур-девонска. Во зависност од литофазијалните карактеристики, присуството на одделни рудни компоненти, или интерстратифи-

цираните вулкански творби, во горниот дел на каледонскиот комплекс се издвоени: теригено - вулканогена рудоносна, теригено - карбонатна и карбонатна формација. Теригено - вулканогено - рудоносната формација во однос на останатите е многу пошироко распространета на терените на Илинска Планина и Бигла. Претставена е со филитоиди (аргилошисти, метапесочници, метаконгломерати и кварцити). Називот на оваа рудоносна формација доаѓа оттаму што во неа на многу локалитети во овој дел на Западно-македонската Зона се констатирани шамотитски шкрилци. Западно од Илинска Планина горниот дел на каледонскиот комплекс, на Галичица (подински делови), Караорман и Стогово е претставен со филитични шкрилци и метапесочници. Метаконгломератите, кои значително помалку се застапени се добро заоблени, сплеснати и зашкрилени. Во северните делови на Илинска Планина и Стогово, потоа на Бистра и околните терени, исто така, доминира филитоидната теригено-вулканогено рудоносна формација. Нејзината разлика е во тоа што во горните делови во различен степен е збогатена со помали или поголеми маси на карбонатни слоеви. Истите не се присутни во јужните делови на Западно-македонската Зона.

Теригено - карбонатната фација е претежно распространета на планината Бистра, а на ограничени простори и во северните делови на Илинска Планина и Стогово. Таа е тесно поврзана со горните делови на претходната формација, но поради присуството на поголеми или помали партии на карбонатни карпи се издвојува како посебна формација. На планината Бистра, каде доминира теригено-карбонатна формација, нејзината моќност изнесува преку 1.000 m. Претставена е со филити што фацијално (вертикално и хоризонтално) бргу се менуваат со карбонатните шкрилци, алверолити, метапесочници и аргилошкрилци. Во формацијата се присутни и шкрилести варовници, кои на места достигнуваат моќност до 300 m. Тие и го условиле нејзиното издвојување (на овие простори) во посебна теригено - карбонатна формација. Констатираните, на повеќе локалитети палеонтолошки наоди укажуваат на девонска старост на формацијата, од горен силур до среден девон. На терените на планината Бистра претставува завршен дел на каледонскиот комплекс. Во северозападните делови на Република Македонија, во завршниот дел на каледонскиот комплекс доминира карбонатна формација.

Како што е напоменато, во западните (маргинални) делови на Вардарската Зона каледонскиот комплекс е изолирани во неколку блоко-

ви. Палеозојскиот комплекс во западниот дел на Вардарската Зона најсеверно е присутен во подрачјето на Чашка. Овде, во долните делови на профилот се застапени амфиболски шкрилци. Во средишниот дел доминираат метариолити, кои се менуваат со кварцити, кварц-серицитски шкрилци, филити и мермери. Во внатрешниот дел (субзона) на Вардарската Зона палеозојскиот комплекс е присутен на бројни локалитети. Тоа се каледонски реликтни структури, кои со алпската орогенеза се интензивно пререботени. Во овој дел на Вардарската Зона во старопалеозојскиот комплекс учествуваат разни литофацијални типови: амфиболити, амфиболитски шкрилци, гнајсеви, кварцити, кварц - серицитски шкрилци, мермери и др. Во северниот дел на Вардарската Зона, во нејзината централна субзона, палеозојскиот комплекс е широко претставен на Скопска Црна Гора и на одделни локалитети покрај реката Пчиња. Во подрачјето на Скопска Црна Гора се присутни дебели пакети на кварцити што содржат и до 93 % кварц. Овде, во палеозојскиот комплекс се застапени и бели калцитски мермери. Во подрачјето на планината Кожуф, палеозојскиот комплекс поради отсуство на фосилни остатоци стратиграфски не е расчленет.

Во источната субзона на Вардарската Зона палеозојскиот комплекс, исто така, е застапен во изолирани блокови, кои за време на алпската орогенеза се преработени и интензивно дислоцирани. Издвоените реликти во палеозојскиот комплекс на Вардарската Зона имаат хетероген литолошки состав, но може да се корелираат со формациите на Западно-македонската Зона. Издвоените зелени шкрилци во Вардарската Зона, со присуство на метагабови и метадијабази може да се корелираат со спилитната формација во Западно-македонската Зона. Средишниот дел на палеозојскиот комплекс во Вардарската и Западно-македонската Зона е претставен со кварцитни шкрилци, метапесочници и кварцити. Оваа корелација укажува на тесна врска на седиментационите процеси во дадените зони.

Во Српско-македонскиот Масив, во источниот, маргинален дел на Осоговскиот блок, се издвоени филитоидни шкрилци. Тие лежат трансгресивно преку серијата на гнајсеви и микашисти, како и преку метаморфниот комплекс на зелените шкрилци. Овој филитоиден комплекс, кој се смета за старопалеозојски (ордовициум - силур) е претставен со разновидни шкрилци во кои се застапени: кварц, графит, хлорит, мусковит и серицит. Во нив се интерстратифицирани слоеви на камбриски циполини и мермери, долги до 200 m со моќност до 50 m.



сл. 19, Палеогени седиментни карпи
во централниот дел на Македонија

Седиментни карпи

Седиментните карпи на територијата на Македонија се присутни во **рано-**алпскиот, **средно-**алпскиот и **јорниот** дел на алпскиот комплекс. Во Западно-македонската Зона раноалпскиот комплекс, претставен со тријаски, јурски и кредни формации претежно е застапен во нејзините западни делови, додека средноалпскиот, во кој се вклучени горноеоценски наслаги е застапен на ограничени простори во долниот тек на реката Радика. Во Вардарската Зона алпскиот комплекс е присутен многу повеќе отколку во останатите тектонски единици. Овде речиси во целост е застапен раноалпскиот комплекс, со тријаски, јурски и кредни формации. Средноалпскиот комплекс е претставен со палеогени формации, кои речиси ги нема во останатите зони. Горниот дел на алпскиот комплекс е распространет низ сите неотектонски депреси во Република Македонија.

Раноалпски комплекс

Односот на раноалпските со каледонските формации во Западно - македонската Зона е изразен со долготраен хијатус, од среден девон до долен тријас (повеќе од 130 милиони години), т.е. присутна е стратиграфска дискорданција. Во Западно - македонската Зона раноалпскиот комплекс е застапен со тријаски, јурски и кредни формации. Овој комплекс е претежно во западните делови на зоната, при што, се набљудува постепена миграција на седиментните формации од постари кон помлади - од исток кон запад. Тријаските формации се застапени најисточно, додека јурските доминираат во западните делови. Кредните, исто така, се распространети во западните делови, но на ограничени простори во зоната Цукали - краста.

Во раноалпскиот комплекс на Западно - македонската Зона се застапени: теригено - карбонатна (тријас), офиолитска и флишоидна (јура) и флишоидна и карбонатна (креда) формација. Тријаската теригено - карбонатна формација, која го претставува долниот подкат на алпскиот структурен кат е застапена со два литофацијални типа на наслаги. Долниот дел е претставен со грубозрнести конгломерати, песочници и глинци. На планините: Галичица, Стогово, Плакенска, Илинска Планина и Бистра подијата на формацијата е изградена од конгломерати, песочници и алверолити. Фацијата на базални конгломерати е со варијабилна моќност, од неколку метри до 300-400 m. На Галичица и Јабланица овој базален дел на формацијата е значително потенок (максимално до 100 m). Грубокластичните седименти постепено се менуваат со слоевити и плочести варовници, кои преоѓаат во сиви и сиво-бели банковити и масивни варовници. На места лежат директно над

палеозојските формации. Конгломератите се од долен тријас, додека карбонатниот дел на формацијата е со средно - горнотријаска старост. Во карбонатната формација, која е со моќност до 550 m, на многу локалитети се најдени фосилни остатоци на брахиоподи, корали, гастроподи, што укажува на нивната средно - горнотријаска старост (*Хаџи Миџрева, Несџоровски* 1960). Со аналогни карактеристики е и теригено - карбонатната формација по долината на Црн Дрим, во Дебарца и на север во пошироката околина на Бистра. Речиси насекаде во долниот дел (со променлива моќност) се застапени песочници, алверолити, глинци и помалку конгломерати. На Шар Планина (во сливот на реката Пена) издвоените тријаски наслаги се претежно претставени со карбонатна формација.

Во средниот дел на раноалпскиот комплекс (јурски систем), на територијата на Западно-македонската Зона е издвоена флишоидна формација. Застапена е на ограничени простори во подрачјето на горниот тек на реката Радика (Кораб) и во северните делови на Јабланица (гранични делови со Албанија). Во својот јужен дел е претставена со типичен флиш (наизменично сменување на песочници, алверолити и глинци). Флишот лежи трансгресивно преку тријаската формација. Горниот дел на раноалпскиот комплекс (кредни формации) во западните делови на Македонија е застапен само во долниот тек на реката Радика и нејзината притока - Гарска Река, т.е. во зоната Цукали - краста. Од издвоените флишоидна и карбонатна формација, флишоидната е повеќе застапена. Претставена е со грубозрнести песочници, леќи на конгломерати, песокливи глинци и варовници. Нејзината моќност изнесува преку 1.000 m. Во поедини делови на формацијата се застапени сивобели варовници, богати со горнокредна фауна. Во долината на Радика (Косоврасти) дел од сивобелите



сл. 20, Тријаски глинести шкрилци во долината на Рожденска Река

варовници метасоматски се заменети со гипс (сл. 22), со моќност од неколку стотина метри. Карбонатната фација од горниот дел на раноалпскиот комплекс е застапена покрај границата со Албанија (Бањиште). Претставена е со сиви и темносиви банковидни и масивни варовници со моќност до 400 m.

Во границите на Вардарската Зона раноалпскиот комплекс, кој ја опфаќа целата мезозојска група, лежи трансгресивно преку старопалеозојскиот комплекс. Како резултат на тектогенезата, што инаку силно се манифестира во раноалпската етапа, поголемиот дел на комплексот е интензивно дислоцирани. Претставен е со изолирани подрачја и блокови. Во раноалпскиот комплекс на Вардарската Зона е застапена тријаска теригено - карбонатна формација. Во јура широко е застапена флишоидната и карбонатна формација. Кредните формации се претставени со фација на црвени континентални и теригено-карбонатни (турон) наслаги, додека сенолот е претставен со флишна и карбонатна формација.

Долниот дел на раноалпскиот комплекс во Вардарската Зона во подината е застапен со теригени наслаги. Меѓутоа, поради фактот што се прекриени со дебели карбонати (400-600 m) невозможно е да се прикажат одделно. Претставени се како една целина (теригено-карбонатна формација). Горниот дел на формацијата претежно е изграден од сиви, сивобели доломитски и калцитски варовници кои на места се мермеризирани. Варовниците се слоевити и банковити,

а ретко и масивни. Според карактерот на метаморфизмот формацијата се сметала за палеозојска. Меѓутоа, присуството на конодонтна фауна и наодите на поленови зрна ја дефинираат како тријаска (Думуџанов, Христов 1981).

Средниот дел на раноалпскиот комплекс во Вардарската Зона е претставен со магматогени и седментни литофацијални типови (офиолитски комплекс). Во одделни делови тоа е типична смеша на различни кластити (тријаски варовници, рожнаци, песочници), добро изразени флишни творби и магматити (дијабази, габрови). Комплексот е претежно распространет во централната субзона на Вардарската Зона (Демир Капија, Скопска Црна Гора), додека на останатите делови е застапен во одделни реликти. Во централната субзона на Вардарската Зона најкрупен е Демиркаписко - гевгелискиот масив, изграден од офиолитски комплекс. Се протега во должина од околу 50 km, од Демир Капија до Гевгелија. На југ продолжува на територијата на Грција. Неговата ширина достигнува до 25 km. Повеќе автори укажуваат на присуство на четири литофацијални типови во овој масив. Како најмлади се издвоени пелашки седименти со делумна застапеност на дијабаз-рожначка формација, која се менува со флишоидна и карбонатна формација. Базалт-рожначката вулканогено-седиментната формација се карактеризира со постепен премин од магматско во седиментно ниво. Флишоидната формација е претставена само во подрачјето на Демир Капија. Изградена е од бречо-конгломерати, песочници, алве-



сл. 21, Делтовидна палеогена седиментација во централниот дел на Македонија

ролити, лапоровити варовници и рожнаци. Карбонатната формација постепено се развива преку флишоидната. Во долните нивоа е изградена од глиновити и лапоровити плочести варовници, кои постепено минуваат во банковидни и завршуваат со масивни варовници. Општата моќност на карбонатната формација изнесува 300-350 m. Како втор, покрупен офиолитски масив во централниот дел на Вардарската Зона е Липковскиот, северно од Куманово на Скопска Црна Гора. Претставен е со аналогни литфацијални типови како во Демиркаписко-гевгелискиот масив.

Горниот дел на раноалпскиот комплекс во Вардарската Зона е претставен со доста дебели теригени и теригено-карбонатни наслаги, сочувани само на ограничени простори. Само во пошироката околина на Штип може да се набљудува непрекинат профил на горниот дел на долна креда, кој континуирано продолжува преку ценоман, турон и сенон. Туронските наслаги, застапени во различни делови на Вардарската Зона, се претежно претставени со теригено-рудоносни наслаги. Главно имаат црвена боја, што е во врска со присуството на оксидно железо и никел. Овие наслаги (туронска старост) се застапена покрај западните, маргинални делови на Вардарската Зона (западна субзона). Присутни се и во централната субзона. Нивното присуство на одделни локалитети е такво што се користат како суровина за производство на Fe и Ni (Ржаново и други локалитети). Во долниот дел на формацијата доминираат конгломерати из-

градени од карпи од постарите формации, потоа песочници, а на места се присутни и партии на темносиви органогени варовници со моќност до 20 m. Основниот дел на формацијата е претставен со кварцни црвени конгломерати и песочници. Моќноста на оваа црвена теригена (рудоносна) формација е варијабилна и достигнува до 1.000 m. Преку Радушкиот перидотитски Масив, во басенот на реката Лепенец, туронските наслаги во подината се претставени со трансгресивни конгломерати, кои постепено се сменуваат со спрудни варовници богати со фауна определена како горнокредна (турон-сенонска).

Во западната субзона на Вардарската Зона (од границата со Србија до границата со Грција) се протега крден ров широк од 5 до 10 km. Изграден е од флишна формација со сенонска старост. Претставува комплекс на наизменично (ритмичко) сменување на секвенци на крупнозрнести и ситнозрнести песочници и алверолити, со присуство на лапоровити глини, лапорци и варовници. Во одделни делови се набљудува доминантно присуство на една или друга секвенца, односно на погрубозрност и поситнозрност материјал. Во седиментите на флишната формација според литолошкофацијалните карактеристики се издвојуваат неколку фацијални нивоа, и тоа: конгломерати и песочници, песочници, глинци и конгломерати, флиш со четири-слоен пакет (песочници, алверолити, глинци и варовници) и плочести и банковидни варовници. Витачево (неговиот јужен дел) е единствениот локалитет во Вардарската Зона каде се зачу-



сл. 22, Гипсни наслаги во близина на Дебар (лево) и гипс „алабастер“ (десно)

вани сенонски наслаги. Во целост се претставени со карбонатна формација, со слоевити и банковити варовници, моќни околу 400-600 m.

Во крајните источни делови на Република Македонија, т.е. во границите на Краиштитната Зона, на планината Влаина се сочувани помали реликти на пермски теригени наслаги (со по околу 1 km²). Се состојат од црвени, жолтеникави до сиви песоци и песокливи глини. Веројатно претставуваат подински делови на тријаските наслаги, застапени на подрачјето на Делчево. Во североисточните, рабни делови на Пијанечкиот грабен е застапена тријаска (долен и среден тријас) теригено - карбонатна формација. Претставена е со црвени кварцни песочници и конгломерати и темносиви и сиви варовници, чија вкупна моќност изнесува околу 400 m. Во варовниците се изградени и неколку пештери (Колчакски 1988).

Средноалпски комплекс

Средноалпскиот комплекс во кој се вклучени горноеоценски наслаги (краен западен дел на Македонија) е застапен на ограничени простори во долниот тек на реката Радика. Формацијата е претставена со конгломерати, грубо-сортирани блокови на постари формации, преталожени глинци и песочници и лапоровити варовници. Сите тие лежат трансгресивно преку кредната флишоидна формација, т.е. претставуваат реликтни остатоци на еоценските наслаги што несомнено биле многу пошироко распространети. Врската на ова подрачје со аналогните во Албанија укажува дека овој дел од долината на реката Радика припаѓа на тектонската Цукали-краста Зона.

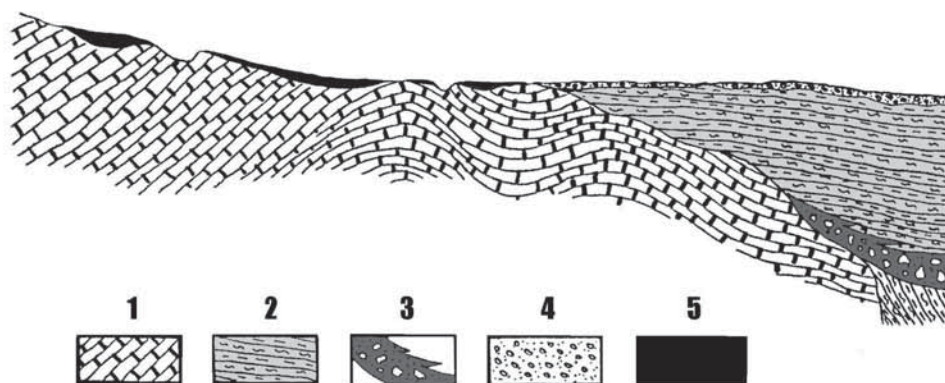
Средноалпскиот комплекс во Вардарската Зона е претставен со флишна формација, која лежи трансгресивно преку постарите структурни комплекси. Според досегашните сознанија староста на седиментите што учествуваат во градбата на оваа формација се дефинирани како средно - горноеоценски (палеогени), а само во северните делови на Вардарската Зона (Скопска Црна Гора и Кумановско), најгорните делови се однесуваат кон олигоцен. Отсуството на палеоцен укажува дека пред таложене на формацијата постои хијатус од околу 10 милиони години. Флишната формација претставува збир на флишни фаии поврзани со седиментација во басен зафатен со тонење. За време на средноалпската етапа средишниот дел на Вардарската Зона бил зафатен со интензивно тонење, додека околните терени биле подложни на издигнување. Со тоа на планинските терени се јавува интензивна ерозија, претежно од западна и јужна - југоисточна страна. Во зависност од палеогеографските услови, односно условите на седиментација во флишната формација се издвоени повеќе фаџијални типови. Сите тие преминуваат едни во други, како во хоризонтален така и во вертикален правец.

Теригено - континенталната фаџија на нестратифицираните црвени и шарени глини, песоци и конгломерати е застапена во крајниот југоисточен дел на Вардарската Зона, на подрачјето на Валаново - Дојран. Присуството на леќи на јаглен (источно од Гевгелија) укажува дека наслгите се таложеле во континентални услови. Теригено-делтовата и пролувијална фаџија е претставена на неколку локалитети во маргиналните делови на флишната формација. Најизразена е во сливот на реката Бабун, на подрачјето на Катланово, околината на Штип и на други места. Фаџијата е претставена со разнозрнести конгломерати, песоци и песокливи глини. Моќ-

носта на наслaгите на делтовата фација е варијабилна и достигнува до 500 m. На подрачјето на Штип доминира теригено - пролувијална фација. Претставена е со нестратифицирани чакалести песоци и бели кварцни песоци, но доминираат црвени песокливи глини во кои лежесто се вклопени чакалести конгломерати и песоци. Овој териген материјал, чија моќност изнесува од неколку десетици до 500 m, бил транспортиран од југоисток, од терените на денешната планина Плачковица. Наслагите кон запад и северо-запад постепено минуваат во типична флишна фација. Теригените стратифицирани крајбрежни наслагите се доста широко застапени по западните, маргинални делови на флишната формација и по западните падини на Серта. За разлика од претходните фации, овој тип на седименти се стратифицирани, со смена на конгломерати и песочници. Од Серта кон Вардар, врз наслагите лежат слоеви на типичен флиш (песочници и глинци), со ретко присуство на варовници. Моќноста на овие седименти, издвоени како долна зона на флишот, достигнува до 300 m. Горниот дел на профилот е претставен со класичен флиш во кој се вклучени песочници, глинци, лапорци, а повремено и варовници. Ваквиот тип на седименти доминира помеѓу палеогените наслагите на Овчеполскиот и Тиквешкиот Басен. Моќноста на флишната формација достигнува до околу 2.000 m. Во подрачјето на Скопска Црна Гора (северно од Скопје) се застапени најгорните делови на формацијата. Според палеонтолошките наоди се однесуваат кон олигоцен. Претставени се со теригено-карбонатни и вулканогено-седиментни наслагите, со незначителна моќност од околу 200 m.

Горниот дел на еоценските наслагите, како завршен дел на флишната формација во Вардарската Зона е карактеристичен со теригено - карбонатна фација, претставена со органогени варовници богати со остракоди, нумолити и други организми (Пејковски 1985). Како резултат на максималната трансгресија ваквите творби (теригено карбонатна фација), со незначителна моќност од околу 50 m, како реликти се констатирани и преку Српско - македонскиот Масив (јужните огронци на Огражден, Кочанската депресија и други места). Овде лежат директно врз кристалести шкрилци.

Средноалпскиот комплекс во крајните источни делови на Република Македонија (Краиштинска Зона), т.е. во северните делови на Пијанечкиот грабен е претставен со еоценски наслагите во кои доминантна улога има флишот. Во подијата се застапени и конгломерати, а преку флишот повторно се наоѓаат конгломерати. Моќноста на конгломератите, составени од валутоци на тријаски варовници, помалку габрови, гранити и зелени шкрилци, достигнува околу 100 m. Цементот е од песоклива, малку глиновита компонента, со розеникава боја. Конгломератите постепено се менуваат со флишни наслагите во кои доминираат жолтеникави песочници. Флишот во горниот дел повторно се менува со конгломерати и песочници. Во подрачјето на селото Градец (Кочанско) сочувани се реликти на еоценско-олигоценски варовници со нумолити и остракоди. Моќноста на овие карбонатни творби, кои лежат трансгресивно преку сите постари творби, изнесува околу 50 m. Тие се значајни за утврдувањето на распространетоста на еоценската трансгресија.



1. Мермери, 2. Песочници, лапорци и лапоровити глини, 3. Крајбрежен материјал со песочници и гнајсни блокови, 4. Терасни седименти - алувиум, 5. Падински материјал - црвеница.

сл. 23, Препокриеност на прекамбриските мермери (1) со горноеоценски песочници, лапорци и лапоровити глини (2) во басенот на Маркова Река, според *Сирачав* (1967-68)

Горен дел на алпскиот комплекс

Во горниот дел на алпскиот (неотектонски) комплекс, во зависност од условите и карактерот на седиментација се издвоени следните форма-



сл. 24, Делтовидни наслаги во Скопската (горе) и Дебарска Котлина (долу)

ции: лимничка лапоровито-глиновита формација (миоцен), лимничка песокливо-глиновита јагленосна (претежно развиена во плиоцен) и континентална алувијално-пролувијална (главно развиена во квартер).

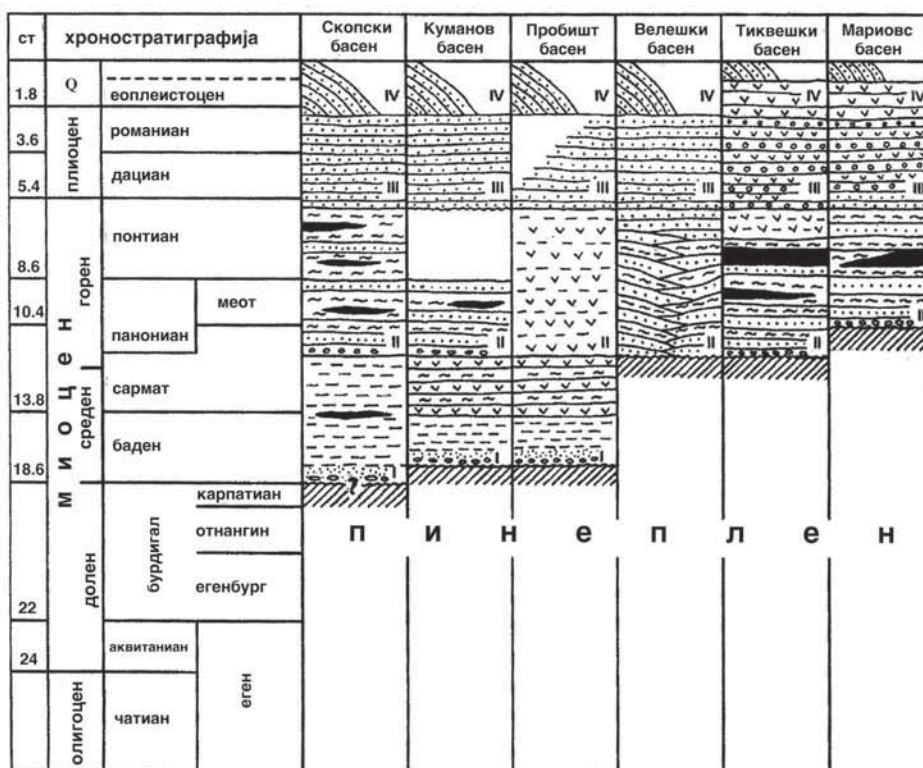
Миоценската лимничка лапоровито-глиновита формација е претежно распространета во Скопската и Кумановската депресија, а на помали простори е констатирана и во подрачјето на Пробиштип. Во границите на Скопската депресија, т.е. во нејзините централни делови, каде формацијата е со моќност од над 2.000 m (Bundalevski et.al. 1990) е претставена со слоевити и банковити монотони лапорци. Во нејзината горна половина се присутни прослојци на песокливи глини и лискуновити полуврзани песочници (сл. 23). Долж маргиналните делови на Скопската депресија (на околу 700 m височина) сочувани се изолирани реликтни крпи на миоценски наслаги изградени од песоци, конгломерати и песокливи глини. Лимничката лапоровито - глиновита формација источно од Скопската депресија (кумановско) во подинскиот дел е претставена со базални конгломерати и песокливи глини, додека во средишните делови доминираат лапорци и лапоровити глини со моќност од 300 - 400 m. Горниот дел на формацијата е претставен со слабо врзани песочници, глинци, чакали и конгломерати со моќност од околу 300 m. Во Кумановската депресија моќноста на миоценските наслаги е редуцирана повеќе од два пати отколку во Скопската. Освен на овие подрачја лимничката лапоровито-глиновита формација е веројатно присутна и во другите депресии, во кои моќноста на неогените наслаги е поголема од 500-600 m.

Лимничката песокливо - глиновита формација (претежно развиена во плиоцен) е застапена речиси во сите неотектонски депресии. За разлика од претходната, оваа формација се карактеризира со многу погруб состав и со доминантна улога на песоци, песокливи глини, чакали и глини со јагленосни слоеви. Гледано единечно наслагите се настанати во различни палеогеографски средини. Како главни услови на седиментација се издвојуваат: пролувијално - крајбрежните и алувијални средини со таложење на конгломерати, чакали, разновидни песоци и песокливи глини, потоа барско - мочуришни средини во кои настануваат тресети, јаглени, јагленовити глини и глини и отворени езерски средини, во кои се таложени глиновити песоци, глини и кварцни песоци. Во лимничко-песокливата формација литофацијалните типови честопати преминуваат странично и вертикално едни во други. Нивната моќност е мош-

не варијабилна, од неколку десетици до неколку стотина (до 800) метри. Во поедини басени формацијата е јагленоска: јужни делови на Пелаго-нија, Кичевската, Делчевско-беровската и др.

Во границите на Скопската депресија во составот на оваа формација учествуваат конгломерати, песоци, песокливи глини, а ретко и лапоровити глини. Во басенот на Маркова Река во составот на формацијата се присутни кварцни песоци со моќност до 40 m и содржина на кварц до 90 %. На неколку локалитети во Скопската депресија се застапени и слоеви на јаглен (Нес-Шоровски, Чийан 1974). Тоа говори дека во од-делни делови на депресијата, претежно во неј-зините рабни делови, постоеле барско-мочу-

ришни средини. Аналоген состав на глиновито-песокливата плиоценска формација со прису-ство на песокливи глини и глини и чакали е за-стапена во Овче Поле и Велешко (басените на Бабуна и Тополка). Во средишниот дел на Тик-вешката плиоценска депресија во подински-от дел на јагленосната формација се застапени базални чакали, песоци и конгломерати, преку кои лежат различно обоени глини со присуство на бигорливи варовници, кварцни песоци и по-луврзани песочници. Според палеонтолошките наоди горниот дел на јагленосната формација се однесува кон горен плиоцен, додека јагленосни-от хоризонт кон долен плиоцен (Темкова 1958).



	1 глациофлувиални, пролувиални и алувиални седименти		7 чакали, песочници, лапорци (Нерези формација)
	2 пирокластични карпи, лава и чакали		8 туфови, песочници, бентонит (Плешница формација)
	3 песочници, дијатомеи и туфови (Витачево формација)		9 лапорци, песочници, глинци (Усје формација)
	4 пирокластични карпи и травертини (Пробиштиска формација)		10 барско-лимнички седименти јаглени
	5 чакали, песочници и глини (Соње формација)		11 I ... IV циклуси на седиментација
	6 песочници, чакали и глини (Превалец формација)		

сл. 25, Неоген-плеистоцена еволуција на езерските басени во Вардарската Зона, според Dumurdjanov, Petrov, Tuneva (1997)

Во завршните делови на формацијата, како во Тиквешкиот така и во Скопскиот басен, а и во други делови на Повардарие се присутни една до две плочи на бигорливи варовници. Долната плоча се смета за плиоценска, а горната за плеистоценско - долноквартерна. Плочите се создадени при повлекување на плиоценските езера, т.е. со настанување на Егејското Море во кое постепено се слеале езерските води. Реликти на плиоценски песоливо глиновити формации се сочувани и долж маргинални делови на Гевгелиската Котлина. Во Струмичката депресија моќноста на неогениот (доцнаалпски) комплекс со геофизичка метода е утврден на над 1.500 m. Овде површински плиоценско-лимничките наслаги се забележуваат само на одделни (маргинални) локалитети, претставени со песоци, песокливи глини, чакали со прослојци на глини и лапоровити глини. Во границите на Делчевско - пехчевската депресија плиоценската лимничка формација е претставена со суглини и песоци. На одделни локалитети (Панчарево, Берово и др) плиоценската формација е јагленосна, а во подрачјето на Пехчево широко се застапени и темносиви и бели каолински глини. Во Кочанската депресија лимничката формација површински не е застапена. Со истражни работи моќноста на констатиранiot доцнаалпски комплекс е определен на 1.000 m. Под современите алувијално-пролувијални наслаги во оваа депресија се застапени песоливо-глиновити седименти, додека во подината чакалести и песокливи глини. Во Славишката депресија плиоценската глиновито - песолива формација е претставена со глини и песокливи глини со прослојци на чакалести песоци. Плиоцен-лимничката формација во Полошката депресија е констатирана само реликтно по нејзините маргинални делови. Претставена е со песокливи глини, песоци и чакали.

Најкрупен плиоценски грабен, исполнет со јагленосна формација е Пелагонискиот. Јагленосната формација доминира во нејзините јужни делови. Подината на плиоценската јагленосна формација е претставена со зеленкасти песоци и прашнестии глини. Тие лежат директно преку прекамбриските карпи. Во оваа формација, во северниот дел на Пелагониската Котлина, доминира песоливо-глиновитата компонента, поретко крупнозрнести песоци со моќност до 300 m. Реликти, односно остатоци на горноалпскиот комплекс се присутни и во Мариово, во околината на Витолиште. Во подината на формацијата се застапени чакалести песоци, а потоа доаѓаат песоци и глини со присуство на јаглен. Во југозападните делови на Република Македо-

нија песоливо-глиновитата плиоценска формација е застапена реликтно долж маргинални делови на Преспанската и Охридската депресија, потоа во Дримскиот грабен (Пискупштина) и Дебарската депресија. Во Кичевската депресија плиоценската формација е застапена, исто така, долж нејзините маргинални делови. Формацијата е составена од чакали и песоци во покривниот дел, додека во подлабоките делови доминираат разно обоени глини, песокливи глини и песоци со прослојци на чакал. Сите тие се менуваат, странично и вертикално. По најновите согледувања, според *Dumurdjanov et. al.* (1997), водните басени во рамките на Вардарската Зона се карактеризираат со четири (4) седиментационни циклуси: средномииоценски, горномииоценски, плиоценски и еоплеистоценски (сл. 25).

Континенталната алувијално - пролувијална формација е развиена претежно во квартал. Претставува најмлад член во горноалпскиот (неотектонски) комплекс, тесно поврзана со неотектонските депресии, или со широките речни долини. Во зависност од условите на седиментација (нивната генеза) во формацијата доста широко се застапени пролувијалните наслаги, поврзани со контактните делови на депресиите и стрмните планински падини (контактен дел на Шар Планина со Полог, Струмичката депресија со Беласица, Кочанската со планината Плачковица). На ваквите контакти се формираат плавини составени од крупен кластичен материјал во кој избобилуваат груби песоци, чакал и крупни облупоци. Наслагите достигнуваат неколку десетици метри, а во поедини делови и преку 100 m. Алувијалните наслаги се претежно од измешани разнозрнести песоци, песокливи глини и чакали, кои лежесто се менуваат (хоризонтално и вертикално). Во оваа континентална формација освен наведените типови во одделни депресии (Скопска, Струмичка, Охридско-струшка, Дебарца) се присутни и барски органогени глини и глини со присуство на финозрнести и прашнестии песокливи глини. Моќноста на кварталните наслаги е мошне варијабилна. Во наведените депресии достигнува до 300 m.

Формациите од горноалпскиот комплекс, што истовремено претставуваат и старосни формации, укажуваат на режимот на седиментација. Во првата фаза, кога претежно се таложени лапоровито-глиновити седименти доминирале процеси поврзани со тонење, со отсуство на расчленет релјеф. Во плиоцен и подоцна во квартал доаѓа до интензивирање на диференцираните вертикални движења (формирање на современiot релјеф), со што во депресиите се таложат погрубозрнести седименти.

Магматски карпи

Магматските карпи на територијата на Република Македонија припаѓаат на **пребајкалскиот** (гренвилски), **бајкалско-каледонскиот** и **алпскиот** комплекс, вклучително и доцнаалпскиот-неошектиски. Во рамките на Пелагонот, особено во неговите јужни делови, широко е присутен гренвилскиот комплекс претставен со гранитоидна формација. Бајкалско-каледонскиот комплекс на магматски карпи значително е присутен во Западно-македонската Зона, нешто помалку во Српско-македонскиот Масив, а маргинално во Вардарската и Краиштинската Зона. Алпскиот комплекс на магматски карпи на територијата на Македонија значително е застапен во Западно-македонската и Вардарската Зона, нешто повеќе во Огражденскиот блок (Српско-македонски Масив) и незначително во Краиштинската Зона (Пијанечки грабен). Доцнаалпскиот вулканизам во Република Македонија првенствено е поврзан со Вардарската Зона, додека на останатите простори (тектонски единици) е со незначителни вулкански појави.

Пребајкалски (гренвилски) комплекс

Гранитоидната формација во северниот дел на Пелагонот е застапена многу помалку отколку во јужниот дел. Во северните делови е со мали тела (од 0,5 km² до неколку km²) на различни подрачја низ метаморфните серии. Во оваа формација, во северниот дел на Пелагонот доминираат гранодиоритите, додека карпите дефинирани како чисти гранити се застапени многу помалку. Исто, така, ретко се застапени и диоритите. На поедини локалитети (Мукос и др) се издвојуваат шкрилести гранодиорити, чија шкрилност се совпаѓа со гнајсевите. Гранодиоритите обично се крупнозрнести со зрна од розов и бел микроклин и албит, кои достигнуваат и до 5 mm. Во северниот дел на Пелагонот гранитите се издвоени на разни локалитети во гранодиоритската формација,

додека диоритите се застапени само во подрачјето на реката Бабуна, на околу 0,5 km². Овој диорит е втиснат помеѓу гнајсевите и микашисти. Пегматитите, аплитите и кварцните жили се крајните жилни диференцијати на гранодиоритите. Пегматитските жили се концентрирани повеќе во јужните делови на планината Бабуна (Мукос). Застапени се во вид на жили долги до 100 m, со широчина од неколку метри. Аплитите се застапени со многубројни помали жили, широки од неколку cm до 1 m, а долги десетина метри. Аналогно на пегматитските жили присутни се и кварцни жили чие протегање е до 100 m.

Во јужниот дел на Пелагонот метабазитите се продукт на прекамбрискиот иницијален (базичен) магматизам. Со метаморфните и тектонско-динамичките процеси во најголем дел се трансформирани во амфиболитски карпи. Гранитоидите во јужниот дел на Пелагонот (Думурџанов et. al. 1981)

таб. 2, Хемиска анализа на гранитоидите во јужниот дел на Пелагонот (Думурџанов et. al. 1981)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,58	71,08	68,30	63,20	70,62	63,16
TiO ₂	0,52	0,38	0,45	0,62	0,20	0,30
Al ₂ O ₃	17,07	15,23	15,05	18,31	15,15	16,75
Fe ₂ O ₃	2,66	1,60	2,79	2,07	0,80	3,66
FeO	1,51	1,10	1,79	2,44	1,43	2,08
MnO	0,16	0,13	0,08	0,21	0,28	0,40
MgO	1,00	1,00	0,96	2,11	1,10	1,81
CaO	2,52	1,68	3,35	4,10	2,24	3,64
Na ₂ O	3,30	3,10	3,85	3,90	4,40	4,00
K ₂ O	2,35	3,30	2,25	2,10	3,00	2,75
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,20	0,17	0,05	0,27
H ₂ O ⁺	1,30	1,06	0,78	1,04	0,66	1,34
H ₂ O	-	-	-	-	-	0,04
вкупно	100,14	99,82	99,85	100,27	99,93	100,20

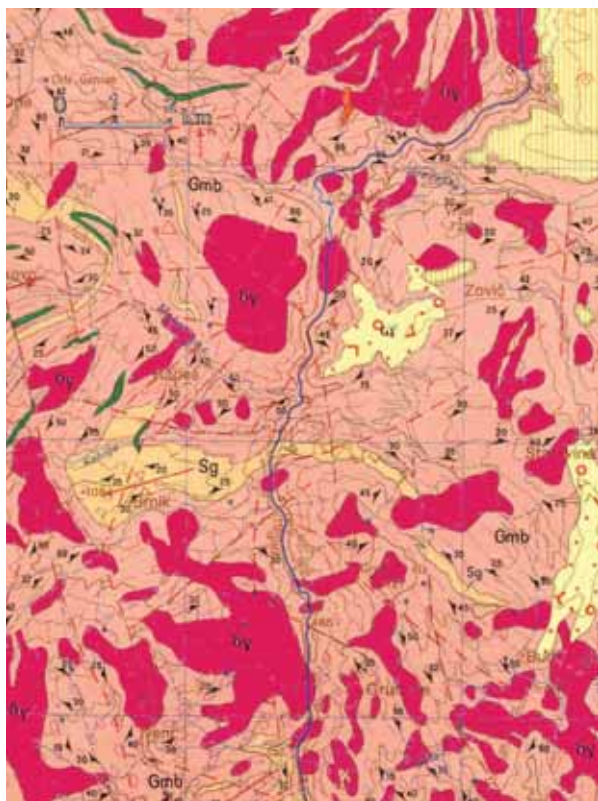
1. Порфиroidни гранодиорити (Нице), 2. Порфиroidни гранодиорити (Селечка Планина), 3. Порфиroidен гранодиорит (с. Мојно), 4. Масивен, средно до крупнозрнест гранодиорит (с. Крушевица), 5. Масивен, средно до крупнозрнест гранодиорит (Скочивир), 6. Кварцдиорит (с. Бонче).

нитоидните карпи и нивните жилни диференцијати претставуваат битен дел на Пелагонискиот хорст-антиклинориум во неговиот јужен дел. Се јавуваат со многубројни мали и големи тела, чија појава се зголемува од рабните кон централните делови на Пелагонот, каде и најдлабоко е еродиран. Гранитоидните тела најчесто имаат неправилна форма и ги сечат околните метаморфни карпи, додека во подлабоките делови целосно минуваат во еден гранитоиден масив (единствен плутон).

Со начинот на појавување, нивната местоположба во прекамбрискиот комплекс и контактот со околните литолошки членови, гранитоидите се манифестираат како мошне стари магматити, тесно поврзани со циклусот на метаморфно-магматските и тектонските процеси на прекамбриската ера. Поврзани се со гренилската тектогенеза, односно изотопската старост на гранитите изнеува преку 800 милиони години. Поради специфичните услови на генеза на гранодиоритската магма и нејзиното втиснување во околните метаморфити неможно е да се издвојат сите пулсации на магматогениот процес. Меѓутоа, врз основа на минералошкиот состав, структурно-текстурните карактеристики, нивните меѓусебни контакт-

ни односи и местоположбата во метаморфната обвивка, се издвојуваат три сигурни пулсации - втиснувања: прва и втора гранитоидна фаза и образување на жилни карпи. Според распространетоста и бројот на различните вариетети првата гранитоидна фаза има подредена улога во споредба со втората. Главни продукти на оваа фаза се порфиroidните гранодиорити, кои локално ретко преминуваат во гранити. Гранитоидните тела од оваа фаза формираат помали тела, главно со издолжена форма. Нивни позначајни појави се откриени на Бабуна (северен дел на Пелагонот), а присутни се и во јужните делови (Селечка Планина). Гранитите, инаку ретки литолошки членови на првата фаза, се јавуваат како периферни диференцијати на гранодиоритите, или се претставени со мали издолжени и зашкрилени гнајсолики тела.

Магмите од втората гранитоидна фаза се втиснувале многу подалеку од огништето на нивното формирање, во услови на речиси целосно мирување на компресијата и значително оладување на метаморфната обвивка. Карактеристично за оваа фаза е што некои од покрупните гранитоидни тела извршиле деформација до целосно уништување на постоечките наборни



сл. 26, Пробиви на гранодиоритни тела во прекамбриските гнајсеви (Gmb) и микашисти (Sg) долж долината на Црна Река во Мариово



сл. 27, Дијабаз со мандолеста структура (горе) и оливинско габро (долу)

структури. Продуктите од втората гранитоидна фаза се концентрирани долж централната оска на Пелагонот (Бабуна - Селечка Планина - Кајмакчалан), а поретко и во периферните делови. Како резултат на магматската диференцијација централните и подлабоките делови на крупните гранитоидни маси се најбазични, а периферните и поплитките се покисели, односно најкисели варијетети на гранитоидите. Крупнокристалестите (сиви до темносиви и крупни до среднозрнести) гранодиорити се најраспространетите литолошки типови на втората гранитоидна фаза. Гранитите се поретко застапени. Најчесто се сретнуваат долж периферните делови на гранитоидната маса, или како самостојни тела. Аплитоидните гранити се сосема ретки и се развиени како кисели рабни зони. Тоа се сиви до сивобели ситнозрнести карпи, изградени од кварц, микроклин и плагиокласи. Жилните карпи (аплити) се ретки и со многу мали димензии. Меѓутоа, пегматитите се широко распространети и се јавуваат во форма на дајкови и неправилни тела со помали и поголеми димензии со должина од над 100 m. Позначајни појави на пегматити се сретнуваат на Бабуна, Селечка Планина и Ниџе (Кајмакчалан). Кварц-пегматитите се честа појава во Пелагонот. Претставуваат најкисели жилни диференцијати на гранитоидниот магматизам. Тоа се дајкови и неправилни тела, сместени во гнајсевите и микашистите, а ретко и во гранодиоритите.

На територијата на Вардарската Зона во подрачјето северно од долината на Црна Река, на површина од околу 20 km² се застапени гранодиорити. Според составот се аналогни на гранодиоритите на Пелагонот, т.е. припаѓаат на пребајкалскиот гренилски комплекс.

Бајкалско-каледонски комплекс

Почетниот стадиум на Западно-македонската Зона е поврзан со распаѓањето на примарната гренилска кора, односно во рифеј-камбриум. Во овој период започнува тонењето на Западно-македонската Зона, проследено со одделни руптури што служеле како канали долж кои се вршела вулканска активност. Оваа активност продолжила речиси низ целиот каледонски период. Во каледонските формации на Западно-македонската Зона се застапени магматогени вулкански творби. Освен базичните карпи присутни се и продукти на интермедијална магма, претставени со дајкови. Положбата на овој, иницијален магматизам, покажува на полифазност

на вулканската активност. Во првата фаза, според *Думурџанов* (1987-88) настанале најстарите продукти на иницијалниот магматизам (метаброви и метадијабази). Во втората фаза се настанати продукти на кисела и интермедијална магма, претставени со дајкови, порфири и порфирити. Во третата фаза, на повеќе локалитети настанале многубројни појави на кисела магма (риолити и кварцпорфири). Во четвртата фаза, како завршна етапа на иницијалниот магматизам, повторно се застапени метаспилити, метадијабази и метадијабаз-порфирити.

На територијата на Западно-македонската Зона во каледонскиот комплекс широко е застапена и гранитоидната формација. Со комплексот е во активен однос, правејќи ореол на контакт (термички) метаморфизам, што укажува дека гранитоидната формација е релативно помлада. Присуството на кластичен материјал во облуките на базалните (тријаски) конгломерати укажува дека се постари од алпскиот комплекс. Посебно е изразен контактниот метаморфизам поврзан со херцинските гранитоиди од Пелистерски и Крушевски тип. Втиснувањето на гранитите било проследено со инверзија на тектонските движења, со што речиси целата територија на Западно-македонската Зона била зафатена со издигнување. Гранитоидите се однесуваат кон херцинитите што е утврдено со изотопско проучување на Крушевските гранити, определени како карбонски (*Думурџанов et al.* 1972). Постојат и други изотопски податоци за староста на поедини гранитоиди. Така, на пример, за Пелистерските гранити, според добиената старост од 456 милиони години, времето на создавање е определено во средината на ордовициум (*Карајановиќ, Ивановски* 1979). Гранитоидната формација е најшироко застапена во југоисточните делови на Западно-македонската Зона (Пелистер, Крушево, Плакенска Планина). Претставена е со неправилни интрузивни тела (батолити), или помали тела, а се сретнуваат и дајкови.

Најкрупна гранитоидна формација е подрачјето на Пелистер. Претставува крупен батолит со меридијанско протегање од неколку десетици километри. Површински е откриен на околу 160 km². Како фацијални типови во гранитоидната формација се издвоени: биотитски и амфиболски гранитоиди, потоа типични гранити, граносиенити и сиенити. Сиенитите и граносиенитите се распространети на помали простори во крајниот југозападен дел на Пелистер. Во границите на Крушевскиот гранитен масив, кој претставува северно продолжение на Пелистерскиот гранитоид се издвоени: фација на



сл. 28, Андензити со порфирска структура

гранодиорити, диорити и кварц - диорити и фа-
ција на гранити и алкалн гранитоиди. Фа-
ција на гранодиорити, диорити и кварц - диори-
ти е најраспространета и се јавува во најдлабоко
откриените терени (го пробиваат каледонскиот
комплекс). Во подрачјето на Крушево гранодио-
ритската маса е издолжена 20 km, додека широ-
чината и достигнува до 6 km. Овој гранодиорит-
ски масив со карбонска старост ги пробива ка-
ледонските формации и формира широк појас
на контактни метаморфни карпи. Гранитоид-
ните тела присутни на подрачјето на Круше-
во, Бигла и Плакенска Планина се претставени
со леуократни мирмекритски гранити. Тие ги
пробиваат формациите од горниот дел на кале-
донскиот комплекс. Бидејќи во базалните кон-
гломерати на тријаскиот комплекс се констати-
рани гранитски облупоци (Плакенска Планина)

се сметаат за херцински. Магматски тела на оваа
гранитоидна формација се издвоени и на Шар
Планина, јужно од Љуботен (околу 8 km²), како
и помеѓу Новоселска Река и Маздрача (на око-
лу 40 km²). Овие гранити се третираат како па-
леозојски.

Во Српско - македонскиот Масив помеѓу ви-
сокометаморфните дволискунски гнајсеви на Бе-
ласичкиот сегмент (централен и западен дел на
Беласица) присутни се пробиви на амфиболско
габро. Ги пробиваат и биотитските шкрилести
гранити. Беласичките гранитоидни маси, прет-
ставени со алкални дволискунски гранити кон-
кордантно се втиснати во прекамбриски гнајсе-
ви со кои не покажуваат јасни граници. Нивната
старост не е дефинирана, но условно се сметаат
за старопалеозојски. Во градбата на Осоговски-
от блок освен метаморфните комплекси (разно-

таб. 3, Хемиска анализа на палеозојските магматски карпи на Пелистер,
според Карајовановиќ, Ивановски (1979)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	59,75	54,66	64,30	56,23	64,48	69,98	74,30
TiO ₂	0,85	1,39	0,45	0,96	0,31	0,21	0,17
Al ₂ O ₃	15,95	15,59	16,73	16,58	15,83	17,02	12,18
Fe ₂ O ₃	3,40	4,48	2,20	4,21	3,23	1,80	2,86
FeO	2,79	3,46	1,44	3,31	0,15	0,36	0,73
MnO	0,21	0,26	0,11	0,16	0,16	0,08	0,21
MgO	2,53	4,22	1,66	3,93	0,78	0,50	0,35
CaO	2,57	6,37	3,40	5,05	0,60	2,00	1,10
Na ₂ O	5,10	3,20	4,80	3,35	1,70	3,80	4,30
K ₂ O	4,20	3,70	3,10	3,65	12,00	3,05	3,80
P ₂ O ₅	0,64	0,61	0,23	0,56	0,16	0,12	Траг
H ₂ O ⁺	1,54	1,20	0,83	1,96	0,52	1,28	0,36
H ₂ O	0,52	0,63	-	0,03	-	0,02	-
вкупно	100,05	99,77	99,25	99,98	99,92	100,22	100,36

1. Биотитски гранодиорити (Острец), 2. Амфиболски гранодиорити (Ржана). 3. Шкрилести гранодиорити (Бучим), 4. Грано-
сиенити (Ржана), 5. Сиенити (Алинце), 6. Адемелити (Пелистер), 7. Алкални гранити (Пелистер).

видни шкрилци) присутни се и повеќе тела на гранитоиден магматизам. Претставени се со дајкови, жици и хидротермално изменети порфирити, леуократни и биотиски гранити, кои се сметаат за херцински (младапалеозојски). Гранитската интрузија на Голак, што доминира на оваа планина е претставена со гранити, а на даденото подрачје се присутни и поголеми и помали леќи и маси на метариолити. Меѓу гранитите на Голак се издвоени крупнозрнести биотитски, ситнозрнести леуократни, розови среднозрнести, аплитонидни и други гранити. Гранитоидниот батолит на Голак е втиснат во зелени шкрилци на бајкалскиот комплекс. Постои мислење дека овие гранитоидни интрузивни тела во Краиштинската Зона се со херцинска старост, но веројатно подоцна, во долна креда се регенерирани. На Влаинскиот блок, кој припаѓа на Краиштинската Зона присутни се: габроиди, дијабази и габродијабази. Тие ја карактеризираат дијабаз-филитоидната формација. Поврзани се со појавата на иницијален магматизам, односно со отварање на океанската кора во почетокот на стар палеозоик.

Алјски комплекс

Во Западно-македонската Зона раноалпскиот комплекс е застапен со тријаски, јурски и кредни формации. За време на јурскиот период

се активираат и се отвараат одделни регионални руптури долж кои се втиснуваат базити и ултрабазити од офиолтскиот комплекс, со нивни жични типови - долерити на Пелистер. Во горна креда (раноалпска етапа) доаѓа до вулканска манифестација - изливи на дијабази (базити) интеркалирани во флишните седименти, што значи дека одделни руптури во флишниот ров биле активни.

На крајот на креда, кога тектогенезата е поврзана со ларамиската орогенеза, доаѓа до општа инверзија на територијата во западните делови на Македонија. Проследена е со изразита компресија, со што постарите раседни дислокации се реактивирале. Во овој период долж Западно-пелагонискиот расед (и други локалитети) доаѓа до втиснување на гранитска магма со формирање на гранитски тела. Офиолтската (јурска) формација е застапена на подрачјето на Јабланица и Стогово, а одделни појави се сретнуваат и во изворишните делови на Сатеска Река, Караорман и јужно од Кичево. Во формацијата се присутни различни фазијални типови, и тоа: перидотити, поголеми маси на дијабази, помалку габрови и нивни жилни типови - долерити. Ултрабазитите претставени со серпентинизирани перидотити, како мали тела претежно се втиснати долж регионалните раседи. На подрачјето на Пелистер во офиолтската формација габровите и дијабазите, како и нивни жилни еквиваленти - долерити се во асоци-

таб. 4, Хемиски состав на габродијабазните карпи во оклината на Демир Капија, според Хрисџов, Карајановиќ, Сирачков (1973)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,66	43,30	49,90	56,02	51,80	70,32	77,12
TiO ₂	0,27	0,38	0,22	2,21	2,01	0,27	0,22
Al ₂ O ₃	6,05	22,16	15,89	14,55	13,22	14,33	10,50
Fe ₂ O ₃	3,97	0,63	2,43	5,80	6,73	1,37	1,43
FeO	0,07	4,79	4,61	5,86	6,00	1,12	0,30
MnO	0,26	0,20	0,21	0,26	0,14	0,14	0,14
NiO	0,48	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ P ₃	0,84	-	-	-	-	-	-
MgO	31,30	10,08	10,08	3,53	4,17	1,48	0,97
CaO	3,51	14,50	12,65	4,20	6,35	0,85	0,62
Na ₂ O	1,13	1,90	2,16	4,22	2,81	5,30	1,08
K ₂ O	0,21	0,36	0,28	2,00	1,05	2,95	7,20
P ₂ O ₅	-	-	-	0,18	0,18	0,39	0,11
H ₂ O ⁺	7,12	1,19	1,10	1,20	2,12	0,98	0,70
H ₂ O	0,86	0,18	0,52	0,14	0,26	0,25	0,99
вкупно	100,73	99,97	100,77	100,07	100,01	99,75	100,48

1. Верлит (Клисура), Уралит габро (рид Лут камен), 3. Габро (с. Дошница), 4. Дијабаз-спилит (јужно од Демир Капија), 5. Спилит (јужно од Демир Капија), 6. Кварц кератофир (с. Корешница), 7. Кварц - порфир (с. Корешница).

јација. Дијабазите често се надоврзуваат на габровите со меѓусебно мешање, односно со постепено преминување. Долеритите, како еквиваленти на габро-дијабазната магма се поврзани со одделни системи на пукнатини.

Офиолитската формација, како изливна компонента на базичната магма во западните делови на Република Македонија не претставува одделна поголема маса, туку е расфрлена на различни делови. Малите серпентинизирани перидотитски тела дијапирски се втиснати помеѓу постарите формации. Помлади се од тријас и се поврзуваат со широко распространетата офиолитска формација во Мердитската Зона (Албанија), каде се определени како јурски. На подрачјето на Жировница оваа флишоидна формација е пробиена со вулканогени творби од риолитско-каратофирски состав, што условно, исто така, припаѓаат на јура. На подрачјето на Гарска Река (и други локалитети) во горниот дел на раноалпскиот комплекс меѓу флишоидната горнокредна формација интерформациски се присутни незначителни магматогени тела претставени со дијабази. Покрај нив се присутни леќи на конгломерати. Во облуките на конгломератите се сретнуваат дијабазни парчиња. Долж пукнатините и зашкрилените каледонски формации, како краен диференцијат на киселата магма се настанати аплитски жици и други неправилни тела. Аплитоидните гранити се застапе-

ни долж регионалниот расед помеѓу Пелагонот и Западно - македонската Зона (Дебриште, Македонски Брод). Изотопски се определени како долнокредни.

На територијата на Вардарската Зона во подината на долниот дел на раноалпскиот комплекс се застапени теригени наслаги во кои на места ограничено се присутни дијабази. Во средниот дел на раноалпскиот комплекс за Вардарската Зона е мошне карактеристичен офиолитски комплекс со застапените магматити: дијабази и габрови. Комплексот е претежно распространет во централната субзона на Вардарската Зона (Демир Капија, Скопска Црна Гора). Во офиолитскиот комплекс меѓу јурските формации се издвојуваат различни нивоа, и тоа: перидотитско, габрови и придружни плутонити и жилен комплекс. Преку нив лежат базалти и спилитизирани базалти, кои завршуваат со спилит-кератофирско ниво. На места е застапена и дијабазрожна формација. Во оваа субзона офиолитскиот комплекс (застапен на многу помали простори) обично претставува асоцијација на интрузивни и ефузивни еквиваленти на базични карпи.

Во западната субзона на Вардарската Зона меѓу офиолитскиот комплекс се застапени серпентинизирани перидотитски тела, додека во источната субзона се присутни и габрови. Најкрупен масив изграден од перидотитската фор-

таб. 5, Хемиски состав на мезозојските гранити во околината на Штип, според Ракичевик, Думуџанов, Пејковски (1976)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	67,34	66,82	68,73	65,86	71,93	73,28	75,02
TiO ₂	0,48	0,44	0,57	0,52	0,19	0,23	Траг
Al ₂ O ₃	16,08	16,34	14,45	15,55	16,34	13,35	13,80
Fe ₂ O ₃	2,63	1,61	2,63	3,42	1,13	2,37	1,66
FeO	2,37	3,64	2,36	2,54	0,80	0,70	0,26
MnO	0,22	0,22	0,22	0,19	0,11	0,12	0,12
MgO	1,59	1,60	1,13	2,03	0,40	0,58	0,20
CaO	2,17	2,40	2,02	,205	0,95	1,00	0,35
Na ₂ O	2,17	1,42	1,92	2,70	2,28	3,00	3,03
K ₂ O	4,34	3,56	4,38	3,17	4,81	4,64	4,72
P ₂ O ₅	0,15	-	0,14	0,18	0,12	0,06	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,87	1,76	1,28	1,46	1,04	0,74	0,54
H ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,24	0,02	0,02	0,12
вкупно	100,42	99,83	99,85	99,91	100,12	100,09	99,82

1. Адамелит (Љуботен), 2. Адамелит (Чифлик), 3. Биотитски гранит (Никоман), 4. Биотитски гранит (Попов Кладенец), 5. Аплитоиден гранит (Шашаварлија), 6. Аплитоиден гранит (Штип), 7. Аплитоиден гранит (југоисточно од Штип).

маџија во западната субзона е Радушкиот. Во својата основна маса Радушкиот Масив е изграден од дунити и харцбургити во кои е разместена хромна руда. Во западните, маргинални делови на Вардарската Зона (јужно од Радушкиот Масив) во раседни зони издолжени од десетина до неколку стотина метри се присутни многубројни тела на серпентинизирани перидотити. Се смета дека тие припаѓаат на еден магматизам. Аналогни појави на издолжени зони на серпентинити е застапена и во басенот на реката Лепенец, источно од Радуша. Тие се поврзани со раседи што ги сечат како палеозојските така и тријаските формации. Во средишните делови на овие серпентинити се сретнуваат неизменети перидотити (харцбургити и дунити). Аналогна офиолитска формација е присутна од устието на реката Пчиња во Вардар, преку Велес и Клепа, долниот тек на Црна Река до границата со Грција на југ. На потегот Пчиња - Велес една лента, која претставува засебен тектонски клин на јурски формации е изградена од дијабазрожнакци со габрови и дијабази. Габровите се определени како амфиболски со изразита темнозелена боја. Дијабазите се доста свежи со релативно посветлозелена боја, а на површината на места се и црвеникави. Нерасчленетата габро - дијабаз - спилитоидна формација е делумно застапена покрај Велес, во чиј западен дел доминираат дијабази - масивни базалти. Подрачјето на Клепа претставено со офиолитска дијабазспилитна формација е релативно крупен масив со должина од 13 km. Самиот врв Клепа (1.049 m) претставува некако компактни дијабази. За овој дијабазен масив има мислење дека е од горнокредна (туронска) старост, но присуството на дијабази во облуките на туронските конгломерати укажува дека е од јурска старост.

Во централната субзона на Вардарската Зона најкрупен е Демиркаписко-гевгелискиот офиолитски комплекс. Се протега во должина од околу 50 km, од Демир Капија на север до Гевгелија на југ, а понатаму (на југ) продолжува и во Грција. Повеќе истражувачи во офиолитскиот комплекс укажуваат присуство на четири литофаџијални типови. Во најдолниот дел како интрузивен комплекс се издвоени габрови. Преку нив лежат масивни базалти, потоа доаѓаат спилити и како најмлада делумно е застапена дијабаз (базалт) рожначка формација што се менува со флишоидна и карбонатна формација. Габровите, придружните плутонити и жилниот комплекс имаат најширока распространетост и го градат западниот дел на масивот. Како резултат на магматската диференџијација во подолните нивоа се развиени оливински габрови со

ретко присуство на серпентенизирани дунити и верлити. Во погорните нивоа претежно се развиени амфиболски габрови со преоди во диорити и кварцдиорити. Како жилни диференџијати се јавуваат габропегматити, гранитопорфири и епитодизирани базалти. Масивните базалти (дијабази) се континуирано развиени, додека спилитизираниите базалти, кои насекаде ги прекривале масивните базалти се сочувани во неколку изолирани маси. Спилитизираниите базалти завршуваат со спилиткератофирско ниво, со дајкови од кератофири, поретко риолити и андезити, кои ги сечат масивните базалти. Базалт-рожначката формација е вулканогено-седиментна со постепено премин од магматско во седиментно ниво.

Во централниот дел на Вардарската Зона како втор покрупен офиолитски масив е Липковскиот, северно од Куманово (Скопска Црна Гора). Во басенот на Липковска Река комплексот е претставен со аналогни литофаџијални типови како и во Демиркаписко-гевгелискиот масив. На подрачјето на Лојане е присутен изолиран блок (одвоен со раседи) на серпентинизирани перидотити. Во овој офиолитски комплекс се застапени речиси сите литофаџијални претставници: габрови, габродијабази и дијабази (компактни базалти), потоа спилити, кератофири и мали појави на дијабазрожначка формација. Во Липковскиот масив најдлабоко откриените делови се претставени со масивни амфиболски габрови и габродијабази. Тие постепено минуваат едни во други, а постепено се менуваат и со чисти дијабази (масивни базалти).

Источната субзона на Вардарската Зона се разликува според составот и ограниченоста на јурските формации. Овде офиолитската формација е застапена на ограничени простори (серпентинизирани перидотити и габрови), додека речиси во потполност отсутствуваат дијабазите и спилитите. Серпентинитите претставуваат мали издолжени тела, што делумно дијапирски се вклопени долж регионалните раседни дислокации. Таква е појавата на серпентинитите на Богословец, на подрачјето на Дамјан, Раброво и на југ до границата со Грција. На подрачјето на Богословец се поврзани со габровите и заедно со палеозојските творби како хорст ги пробиваат еоценските флишни седименти. На подрачјето на Раброво и околните терени присутни се серпентинизирани перидотитски тела, додека северно од Кочани (рабен дел на Вардарската Зона) на површина од околу 8 km² е присутно покрупно габроидно тело. Во источниот дел на Вардарската Зона меѓу јурските магматогени формации широко е застапена гранитоид-

на формација. Овие кисели магматогени формации на раноалпскиот комплекс се издвоени на подрачјето на Штип (Штипски гранити), потоа на Градешка Планина и јужно од Валандово, издвоени како Фурка гранити. Досегашните сознанија говорат дека настанале во две фази (Ракичевик, Думурџанов, Пеџковски 1976). Во првата фаза дошло до интродирање на гранитоидна магма во која во подлабоките делови настанале биотитските адементити со поретки појави на гранодиорити, а кон периферијата настанале биотитски гранити. Карпите од втората фаза (аплитоидни гранити) градат релативно помал дел од гранитоидниот масив и ги пробиваат карпите создадени во првата фаза. Староста на гранитите е определена како горнојурска (150 -110 милиони години).

Гранитоидната формација во Огражденско - малешевско - плачковичкиот сегмент, (Српско-македонски Масив) е застапена на површина поголема од 150 km² (Огражден). Претставена е со гнајсолики шкрилести гранити, кои во зависно од присуството на лискунските минерали се поделени на: дволикунски, биотитски, мусковитски и аплитоидни гранити. Биотитските порфиroidни гранити имаат максимална распространетост и од нив е изграден централниот

дел на Огражденскиот гранитен масив. Во источниот дел гранитите со постепен преод се менуваат со мусковитските леуократни гранити, кои во источниот дел на Огражденскиот батолит се во контакт со микашистите и амфиболите. Во западниот дел на овој батолит доминираат биотитски крупнозрнести гранити. Се разликуваат од порфиroidните гранити по тоа што се пробиени со леуократни крупнозрнести гранити. Во биотитските крупнозрнести порфиroidни гранити со изотопски проучувања е добиена старот од 113-131 милион години, што одговара на долна креда. Освен прикажаните гранити во границите на Огражденскиот гранитоиден масив се констатирани и други типови, од ситнозрнести порфиroidни гранити до аплитоидни и други варијетети. Во Огражденско - малешевско - плачковичкиот блок се присутни и мали вулкански појави (јужен дел на Огражденскиот батолит и подрачјето на Двориште), кои меѓу дволикунските гнајсеви се застапени на површина од околу 1 km². Претставени се со кварцлатити, андензити, дацити и нивни туфови, настанати кон крајот на еоцен.

Во средноалпскиот комплекс, во пограничните делови со Бугарија е застапена вулканогено-сидиментна формација со еоценска старот. Нејзините горни делови (еоценско - олигоценски) се поврзани со вулкански изливи, жили и дајкови на андензити и дацити. Оваа вулканогено - сидиментна формација претставува источен рабен дел на Германскиот блок. Во Пијанечкиот (Делчевско-пехчевски) грабен, кој припаѓа на Краиштинската Зона, наталожените еоценски средноалпски флишни сидименти се пробиени со вулканити од кварцлатитски и дацитски состав. Претставени се со изливи во вид на плочи или куполи.

Неоџектјонски (доцнаалпски) вулканизам

Тектонските единици, кои на територијата на Република Македонија биле оформени во претходните геолошки етапи, во доцнаалпскиот циклус се зафатени со општо и диференцирано издигнавање. Според интензитетот на процесите јасно се издвојуваат две фази. Во првата фаза, која била со помал интензитет (појава на први лимнички басени) се јавуваат локални вулкански манифестации. Од крајот на горен миоцен започнува втората орогена фаза, што се карактеризира со интензивна манифестација на дифе-



сл. 29, Габро (горе) и диорит (долу)

ренцирани движења и појава на ороген вулканизам. Може да се каже дека интензивниот горноалпски (неотектонски) вулканизам со мали прекини почнува уште во еоцен-олигоцен, но со поголем интензитет се манифестира во миоцен и плиоцен, па се до кварталер.

Голем број од раседните дислокации, особено нивните вкрстувања, послужиле како канали долж кои се одвивала магматско - вулканска активност. Ваквото нешто посебно нашло одраз во источниот дел на Вардарската Зона и во Српско-македонскиот Масив. Неотектонскиот вулканизам е најшироко застапен во Кратовско - злетовската вулканска област, на површина од околу 1.200 km², што е меѓу најголемите вулкански комплекси на Балканскиот Полуостров. Во областа Кожуф - Витачево на околу 300 km², додека на потегот Боров Дол - Дамјан - Бучим е со околу 25 km². Се сретнуваат и многубројни помали појави на повеќе локалитети, поврзани со Вардарската Зона. Помали вулкански маси на доцнаалпската етапа се присутни и во пограничните делови со Бугарија (Краиштитна Зона), почнувајќи од Пехчево на југ, преку Саса и Тораница до Крстов Дол на север. Незначителни појави се констатирани и во Српско - македонскиот Масив (Огражден) и на територијата на Западно - македонската Зона (Буковиќ, Косел).

Во Кратовско-злетовската вулканска област во овој период е исфрлена вулканска маса (лава и пирокластичен материјал) со волумен од околу 700 km³. Во Кожуф - Витачево 250-300 km³, а во останатите подрачја помеѓу 50 и 70 km³. Ваквите податоци покажуваат дека од пазувите на Земјата е исфрлен вулканско-пирокластичен материјал што би можел да ја покрие целата територија на Македонија со слој дебел околу 40 m. Вулканизмот се одвивал во континентални услови, односно во лимничка средина, а помалку бил застапен како интермедијален, кога вулканските маси не се излеани на површината, и се втиснале во постарите комплекси. Кај вулканските маси се издвоени различни петролошко-минералозки типови, меѓу кои доминираат андезити, дацити и латити. Базалтите се помалку застапени.

Вулканизмот во Кратовско-злетовската вулканска област се манифестира полифазно, почнувајќи од олигоцен па се до плеистоцен, кога завршува неговата активност. Најстарите изливни карпи во областа се андезитите во горниот тек на Злетовска Река, кои ги пробиваат старите метаморфити. Во плиоцен, во лимнички услови, вулканската активност се зголемува. Се таложат туфови од андезитски состав. Присуството на бигорливи варовници и други седименти, кои се

менуваат со вулканските творби, укажува на полифазноста на вулканизмот (3 до 5 фази). Во долен кварталер вулканската активност продолжува мошне интензивно и се манифестира со изливи на андезитски плочи, како и пробиви и изливи на дацити. Во пограничниот дел со Бугарија, од Крстов Дол (Кривопаланечко) на север, преку Тораница и Саса до Пехчево на југ, се наоѓа цела низа на вулкански појави од доцнаалпскиот вулканизам. На подрачјето на Деве Баир првите вулкански манифестации се констатирани во горноеоценските седименти. Кај вулканските изливни манифестации во Саса-тораничката вулканска област јасно се издојуваат две активни фази. Долната (постара) е претставена со кварцлатити, кои ги пробиваат горноеоценските наслаги и кои се веројатно од долномиоценска старост. Во помладата горномиоценска - плеистоценска фаза дошло до интродуирање и изливање на андезитско - дацитска лава. Земено во целина вулканските карпи се во форма на жили, дајкови или мали изливи. На подрачјето на Пехчево постои изразена вулканска купа со површина од околу 1,5 km². Северно од Крива Паланка, во границите на високометаморфниот комплекс на Српско-македонскиот Масив, на површина од околу 8 km се сретнуваат мошне млади (плеистоцени) вулкански изливи.



сл. 30, Пирит (Бучим) и шематски приказ на просторното разместување на терциерниот магматизам во реонот Бучим - Дамјан, според Серафимовски (1993)

Вулканското подрачје Боров Дол -Дамјан - Бучим претставено е со релативно мали вулкански маси (сл. 30). Боров Дол -Дамјан претставува посебна појава со површина од околу 10 km², тесно поврзана со длабински раседи на Вардарската Зона. Појавата Бучим претставува пробив (вулкански нек) во средишниот дел на блок изграден од високометаморфни карпи. Овој блок, реликт од пребајкалската Земјина кора е пробиеан со доцнаалпскиот магматизам. Вулканските карпи кај Дамјан, чиј состав е андезитски, се јавуваат во форма на вулкански купи, дајкови, неправилни пробиви и изливи од лава. Вулканската појава кај Боров Дол и Бучим е тесно поврзана со тектонски јазол, кој претставува вкрстување на длабински раседи со „вардарска“ насока и трансферзални раседи кој се следат од Кожуф, преку Демир Капија до даденото подрачје. Поради тоа што ги пробиваат палеогените наслаги староста на овој вулканизам е дефинира како предплиоценски.

Централното огниште на Кожуфско - витачевската вулканска област е распространето покрај границата со Грција, т.е. во западните делови на Вардарската Зона. Овде доминираат

изливни ефузивни карпи во форма на вулкански купи, вулкански некови (игли), како и пирокластичен материјал кој зазема значителни простори на Витачево и Градешница во рамките на Пелагонискиот хорст-антиклинориум. Вкупната препокриена површина со пирокластичен и изливен вулкански материјал изнесува околу 600 km², додека нејзината средна моќност е преку 400 m. За разлика од Кратовско-злетовската вулканска област, која има изразито полифазен карактер и каде вулканската активност е од крајот на палеогени и низ целиот неоген се до квартал, вулканската активност на Кожуф - Витачево се одвивала во многу покус период - од горен плиоцен до долен квартал, при што, во долен квартал дошло до максимално таложее на пирокластичниот материјал.

За разлика од останатите тектонски единици, вулканските појави во западните делови на Македонија се сретнуваат само на неколку локалитети во подрачјето на планината Буковик и кај Косел. Во подрачјето на Буковик доцнаалпскиот вулканизам се манифестира со мали појави (пробиви) кои заземаат површина од неколку стотина квадратни метри. Тие се поврзани со

сл. 31, Андезити на локалитетот Кокино



младите (неотектонски) раседни дислокации што послужиле како канали за нивно интрузија. Ваквите појави на Буковик се претставени со риолити. Мала вулканска појава од андезитски состав, како пробив од неколку дестии квадратни метри е констатирана на локалитетот северно од с. Косел (Охридско). Таа е поврзана со раседна зона во која се набљудува интензивна хидротермална измена на карпите и сулфатизација. Со оваа зона е поврзана и поствулканската солфатара.

За разлика од останатите тектонски единици, Вардарската Зона се разликува по интензивна манифестација на најмладиот, квартерен (плеистоцен) вулканизам. Многубројните локалитети на овој вулканизам претежно се поврзани со средишните делови на Вардарската Зона. Во овој, најмлад вулканизам се присутни базични вулкански карпи (кајанити, латити, базалти). Кај Нагоричане и околните терени се наоѓаат многубројни појави на кајанитски базалти, со форма на излиени плочи. Според досегашните сознанија се издвојуваат две фази на формирање на базалтните плочи. Секоја од нив започнува со туфови врз кои лежат бречи, а на крајот е кајанитската плоча со моќност од околу 20 m. Вулканска појава од латитски состав и долноквартерна старост е присутна на подрачјето на селото Никуштак (источен дел на Скопска Црна Гора). Група на млади вулкански карпи се сретнуваат и во сливното подрачје на Брегалница (Штип) и Овче Поле. Базалти во форма на изливни и компактни плочи се присутни во околи-

ната на Кавадарци (Дебриште), каде ги пробиваат застапените постари формации.



сл. 32, Вулкански бомби во Кратовско-злетовската вулканска област (горе) и солфатара Дувало кај селото Косел (долу)



сл. 33, Вулкански туфови во Кожуфската вулканска област (Витачево)

сл. 34, Фосилен наод на мастодонт, претходник
на пикермиска фауна кај селото Долни Диган
(Негативно)



ГЕОТЕКТОНСКА ЕВОЛУЦИЈА И СЕИЗМИЧКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Геотектонска еволуција

За геотектонската еволуција на територијата на Република Македонија постојат повеќе концепции, од повеќе автори (Пейковски 1990). Тоа е резултат на фактот што на овој релативно мал прос-тор (25.713 km²) се вградени геолошки творби почнувајќи од најстарата прекамбриска историја па се до рецентните. Тие се преработувани и претструктурирани во текот на повеќе ороге нези. Самите оро-генези предизвикувале трансгресии и регресији, а со тоа и промени во режимот на геолошката ево-луција. Ритмичките промени на геотектонските движења во различни вре менски периоди коинци-дирале со магматски изливи. Толкувањата на геолошките процеси (гео лошка историја) од различ-ни автори најчесто делумно, или значително се разликуваат, а постојат и дијаметрално спротивни согледувања.

Основна причина за сложената геотектонска еволуција во овој (внатрешен) дел на Бал кан скиот Полуотров се бројните орогени циклуси, од најстарите досега познати, до најмладата - алп ски оро-генеза. Со нивното делување повеќекратно се менува рел јеф на та морфопластика, т.е. ритмички се менувале трансгресии и регресији на морињата во чии басени се создавале серии на разновидни се-дimenti. Со измена на режимот седиментите тектонски се пореметувани, т.е. се на бирани, раседну-вани и метаморфизирани

Бајкалска оројенеза

Родопскиот Масив, како најстар на Полу островот, по сите свои карактеристики прет-ставува крупен и стабилен сегмент на Земјина-та кора. Тоа е издигнат, набран и метаморфизи-ран дел на старата архајска платформа. Вакви-те процеси, според апсолутната старост на гра-нодиоритските интрузии (500 - 800 милиони години) се поклопуваат со гренвилската оро-генеза. Орогенезата предизвикала Родопски-от Масив да претрпи длабоки метаморфни про-мени, но истовремено и се консолидирал, стан-нал инертен на натамошните крупни тектонски преработувања во следните орогенези.

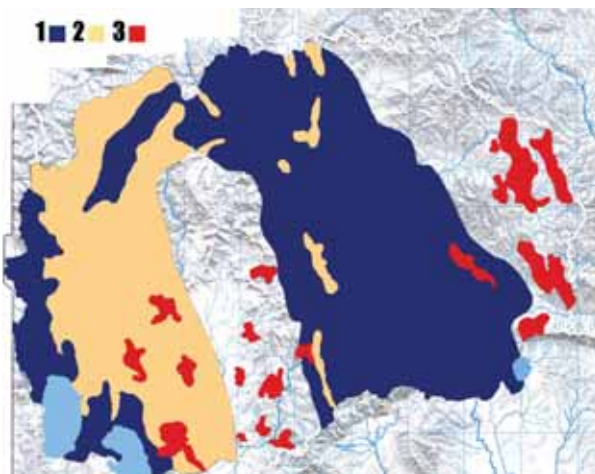
Дел од Родопскиот Масив е застапен и на територијата на Република Македонија. Меѓу-тоа, овде не претставува целина, туку е раскр-шен на повеќе блокови со различна форма и димензии. Како краен западен сегмент, от-кинат од Родопската Маса е Пелагонискиот хорст-антиклинориум. Пелагонот е изграден од комплекс на прекамбриски високометамор-фни карпи (гнајсеви, микашисти и мермери), пробиеени со гранитни и гранодиоритски ин-трузивни тела (сл. 26). Долниот дел на мета-морфниот комплекс (гнајсевите и микашисти-те) укажува дека во поголемиот дел на гренвил-

ската етапа постоеле услови за седиментација на песокливо-глиновити наслаги. Тоа е пери-од кога овие делови на Земјината кора (сегаш-ниот Пелагон) биле подрачје на тонене и аку-мулација. Во втората фаза на седиментација на гренвилскиот комплекс, за време на таложене-то на моќната карбонатна формација (калцит-ски и доломитски мермери), доаѓа до оплитну-вање на гренвилскиот морски басен. Во овој пе-риод доминираат топли климатски услови што условило таложене на дадените наслаги. Според положбата на доломитските мермери може да се претпостави дека басенот во втората по-ловина на таложене-то на карбонатите бил зна-чително поплаток. Тоа предизвикало интен-зивно испарување на водата и таложене на магнезитско-карбонатни седimenti од кои на-станале доломитите.

Од прастариот Родопски Масив во меѓу-просторот се издвоени уште неколку блока. Такви се: Зеленбег на Кожуф, Мала Рупа, Гра-дечки, Бучимски и др. На сите овие локалитети речиси по правило се застапени фрагменти (ре-ликти) на гореспоменатиот прекамбриски ком-плекс. Во источните делови на Македонија пре-камбрискиот метаморфен комплекс зафаќал многу поголеми делови. Неговото присуство е особено изразено на Беласица, Огражден, Плачковица и Осоговските Планини.

Во почетокот на палеозоик Македонија била целосно зафатена со засилени епирогени движења. Најголемиот дел од територијата претставувал геосинклинала (сл. 35) - претходна фаза на каледонската орогенеза. Во палеозојското море е вршена интензивна седиментација. Од наталожениот материјал во натамошната фаза на каледонската орогенеза, со регионален метаморфизам се настанати разновидни шкрилци. Според одредени концепции овој седиментационен циклус е прекинат во девон, додека по други континуирано продолжува низ целиот палеозоик и пермтријас. Палеозојското море, на денешната територија на Република Македонија навлегувало длабоко на север (сл. 35). Во овој временски период во морскиот басен владеат идентични услови на седиментација, а од организмите доминираат граптолитите.

Главната фаза на каледонската орогенеза започнала на границата помеѓу стар и млад палеозоик. Основни белези на орогенезата на територијата на Република Македонија се магматските активности и создавањето на двете крупни тектонски единици: Вардарска и Краиштинска (Струмска) Зона. Со тоа дефинитивно се издвоени од основната Родопска Маса. Воедно, во меѓупросторот како орогена целина се дооформуваат контурите на Српско - македонскиот Масив. Пелагонот и натаму е изложен на метаморфни процеси, но како консолидирана геотектонска единица не претрпел големи морфолошки и структурно-тектонски промени.



1. Палеозојско Море, 2. Денешен распоред на палеозојските творби, 3. Палеозојски гранитски и гранодиоритски магматизам.

сл. 35, Палеогеографска шема на територијата на Република Македонија за време на палеозојската ера, според Пејковски (1990)

Херцинска оројенеза

По завршната фаза на каледонската орогенеза настапува подолг период на тектонско мирување и пинеценизација на релјефот создаден со претходните набирања. Хронолошки овој период се поклопува помеѓу силур и девон. Веќе во долен девон започнува херцинскиот ороген циклус, со трансгресија на горнопалеозојското море на просторите во денешните централни и западни делови на Република Македонија. Овој седиментационен циклус првенствено е претставен со глиновит материјал. Од него со пододнежните процеси на метаморфизам е настанат комплексот на филитични шкрилци во западните делови на Македонија.

Главната фаза на херцинската орогенеза започнува со гранитски до гранодиоритски интрузии од крупни размери, како во источните (Голак, Огражден, Беласица), така и во западните делови на Македонија (Бушова Планина, Пелистер). Интересно е да се напомене дека интрузиите припаѓаат на повеќе генерации, од кои јасно се издвојуваат три. Магматизмот коинцидира со зачетокот на орогенезата на Шарско-пелистерскиот сегмент на Западно-македонската Зона, што се развива западно од Пелагонискиот Масив. Освен издигнувањето, предизвикано со интрузии на гранити и гранодиорити, во овој стадиум на орогенезата засилено делуваат и страничните притисоци од источна-североисточна страна. Под нивно влијание се создадени коси до налегнати наборни структури, како Песјачката синклинала источно од Кичево и др. Регионалниот метаморфизам наследен од постарите орогенези продолжува, додека динамометаморфизмот е развиен во пошироките (гранични) зони помеѓу постарите Пелагониди и помладата Вардарска Зона. Во овој период морето е во регресија, поради што творбите од карбонскиот и пермскиот период отсуствуваат.

Алпска оројенеза

По долг период на тектонско мирување, со почетокот на мезозојската ера се зародува најмладата, алпска орогенеза, што трае и во рецентниот период на геотектонската еволуција. Старокимриската фаза на алпската орогенеза е одбележана со тонење на копното и зачеток на создавањето на Паратетис (Ласкарев 1928), чиј заливи длабоко навлегле во копното на западните, средишните и источните делови на Маке-

донија (сл. 36). Помеѓу нив останале копната на Пелагонискиот и Српско - македонскиот Масив. Тие претежно биле зафатени со издигнување и подложни на интензивна ерозија. Во исто време, Вардарската Зона е зафатена со интензивна преработка и тектонизација, со тонење и компресија. Генерално земено, во гоесинклиналниот режим седиментацијата започнува со долнотријаски базални конгломерати, потоа со песочници и широко развиен карбонатен комплекс. Ваквиот развој трае се до среден тријас, кога отпочнуваат орогени процеси. При тоа, според Арсовски (1997), се зародуваат останатите сегменти на Западно-македонската Зона (Дебарца-стоговски, Петринско - караормански и Јабланички), односно, според Пејковски (1990), Корабската Зона, како најмлада геотектонска единица.

Основниот правец на протегање на оските на новосоздадените пликативни структури е приближно север - југ со благ наклон кон север - североисток. Орогените движења се проследени со вулканизам од базичен тип, додека контактниот метаморфизам е изразен само во непосредните допири на магматските тела и околните карпести маси Морето е во регресија почнувајќи од горен тријас, преку долна и средна креда се до горна јура, кога започнува со нова трансгресија младокимриската орогена фаза. Заливот на горнојурското море ги потопува централните делови на територијата на Македонија (денес пошироката област на Повардарието), додека вториот залив ги опфаќа крајните западни делови, во пограничниот дел со Албанија (сл. 37). Геотектонските процеси коинцидирале со магматизам, првенствено габро - дијабазен. Во рамките на Вардарската Зона се одиграле најголемите пробиви (помеѓу Демир Капија и Гевгелија). Во западните делови на Македонија, нешто поголеми дијабазни маси се откриени во северните делови на Јабланица. Во Вардарската Зона, исто така, се бројни локалитетите со појава на гранични и гранодиоритски интрузивни тела (граници на Градешка Планина, кај Штип, Гевгелија и др). Нивната апсолутна старост е утврдена на 150-140 милиони години, што одговара на горна јура. Вакви помали тела се интродирани и во Шарско-пелистерскиот сегмент.

Со завршетокот на младокимриската орогена фаза, територијата на Македонија е издигната, и за време на долна креда претставува копно изложено на ерозија и денудација. Меѓутоа, уште кон крајот на долна креда во поедини делови на Вардарската Зона доаѓа до тонење проследено со трансгресија. Режимот на тектонските напрегања се менува со почетокот на субхерцин-

ската орогена фаза. Тогаш доаѓа до развој на маринска фација (Вардарска Зона), со мошне колебливо дно на седиментациониот басен. Поради променливите услови на седиментација, ритмички се менуваат седиментните серии, познати како „сенонски флиш“. На ограничени простори слични седименти се таложат во крајните западни делови на Македонија, источно од Дебар. Максималната трансгресија настапува во сенон, кога со нејзе е зафатена речиси целата Вардарска Зона (сл. 38). Седиментацијата била вршена во услови на диференцирани движења, т.е. едни делови тонеле релативно повеќе, додека соседните геоантиклинални зони (Пелагониди и Српско - македонски Масив) интензивно се издигнувале. Како најконтрастен во овој период е односот помеѓу Вардарската Зона и Пелагонот. За цело време на сенон Пелагонот претставува геоантиклинална зона од каде е изнесувано големо количество материјал. На ова укажува составот на сенонските наслаги, кои долж работ на Пелагонидите се претежно од конгломерати и песочници.

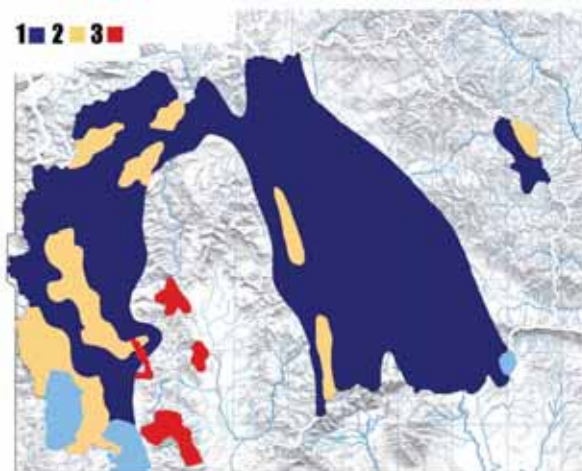
Горнокредниот (сенонски) флишен ров во западниот дел на Вардарската Зона е со моќност од околу 2.500-3.000 m. За време на седиментацијата на сенонскиот флиш се вршени дијабазни изливи. Веројатно во сенонско време габро - дијабазниот масив Демир Капија - Гевгелија претставувал геоантиклинална зона, што од време на време излегувала над нивото на морето (сл. 38). Дијабазна маса се сретнува и на врвот Клепа, јужно од Велес. Вардарската Зона за време на сенон е диференцирана на три паралелни субзони (сл. 11), меѓусебно издвоени со длабински раседи. Ваквиот однос на Вардарската Зона е и кон соседните геоантиклинални зони. Веројатно кон крајот на сенон, во време на таложењето на горниот дел на карбонатната формација, терените што биле издигнати веќе се пинеплизирани, а морскиот басен е мошне плиток. Меѓутоа, ваквата состојба не продолжува долго време.

Интензивните и диференцирани орогени движења што настанале кон крајот на горна креда условиле општо издигнување и набирање. Овој стадиум на орогени движења, познат како ларамиска фаза, е поврзан со интензивни дислокациски процеси, кога настануваат главните структурни карактеристики на Вардарската Зона од раноалпскиот период. Со ларамиската орогенеза (главна етапа на алпскиот циклус на тектонски движења) настануваат современите пликативни форми во сите формации застапени во Западно-македонската Зона. Со ларамиската фаза е поврзана трансгресијата на последните

остатоци на Паратетис, кој ги зафаќа централните делови на Македонија, а сосема е ограничено во крајните западни и источни делови (сл. 39). Условите на седиментација се идентични, но поради ритмичкото осцилирање на морското дно насекаде се таложат, со наизменичен редослед: глиновити, лапоровити и песокливи седименти. Овој комплекс, познат како „еоценски флиш“, достигнува моќнот од преку 3.000 m. Присуството на одделни слоеви на варовници, богати со фауна, укажува дека повремено постоеле услови за таложење на карбонатни наслаги, т.е. постоеле плиткоморски услови со изразито топла клима. Ваквите услови особено доми-

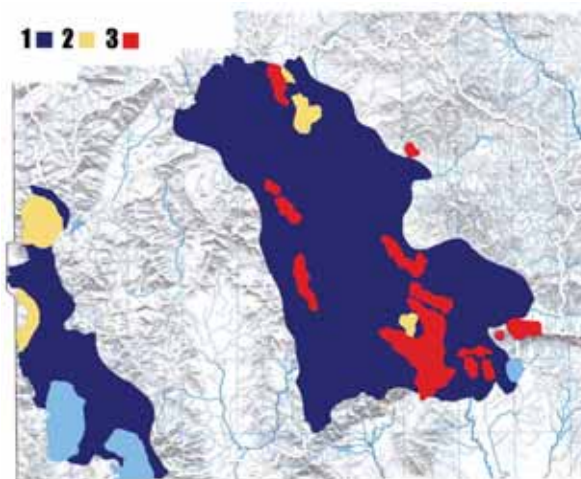
нирале кон крајот на еоцен, кога трансгресијата достигнала максимални размери.

При крајот на еоцен и во текот на олигоцен пиринејската орогена фаза предизвикала голема регресија на Паратетис, по што на овие простори завладеал континентален режим, што трае до денес. Во текот на орогенезата кон запад - југозапад продолжува набирањето и навлекување на постарите, претежно палеозојски метаморфни карпи преку еоценскиот флиш. Општата инверзија на тектонските движења е проследена и со вулкански активности, особено во пограничните терени со Бугарија (Краиштинска Зона). За разлика од другите делови на алпскиот ороген,



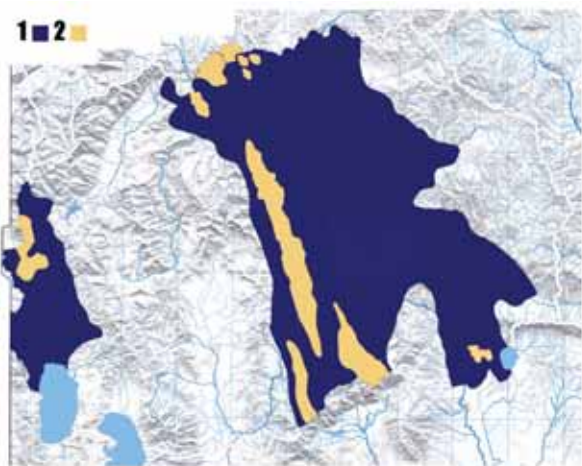
1. Тријаско Море, 2. Денешен распоред на тријаските седименти, 3. Тријаски магматизам.

сл. 36, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на тријас, според Пејковски (1990)



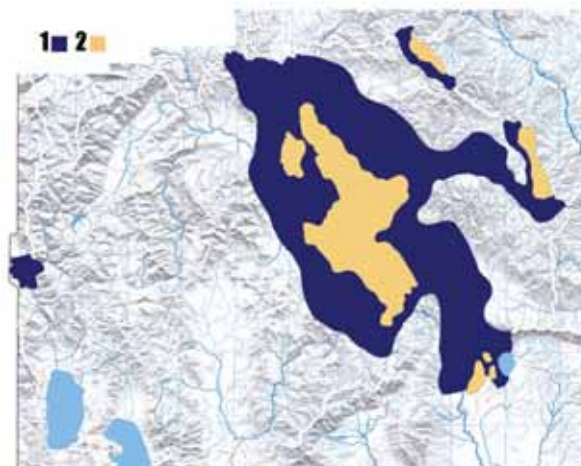
1 Јурско Море, 2 Денешна распространетост на јурските седименти, 3 Јурски магматизам.

сл. 37, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на јура, според Пејковски (1990)



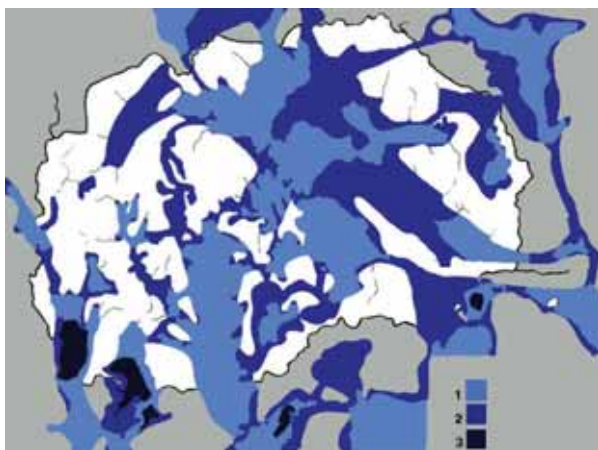
1 Кредно море, 2 Денешна распространетост на кредните седименти.

сл. 38, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на креда, според Пејковски (1990)



1 Еоценско Море, 2 Денешна распространетост на еоценските седименти.

сл. 39, Палеогеографска шема на територијата на Македонија за време на еоцен, според Пејковски (1990)



1. Почеток на плиоцен, 2. Крајот на плиоцен, 3. Денешна езерска состојба

сл. 40, Езерска состојба на територијата на Македонија во плиоцен

савската орогена фаза на територијата на Македонија не нашла силен одраз. Целата територија на Македонија се карактеризира со континентален развој, односно настапува неотектонската етапа.

Може да се заклучи дека Пелагонискиот и Српско-македонскиот Масив се продукт на гренвилската фаза на бајкалската орогенеза. Настанале во прекамбриум за време на најсилните магматски движења. Тогаш дошло и до интрузии (на големи простори) на гранитска и гранодиоритска магма, проследено со регионален и контактен метаморфизам. Разделувањето на двете маси (Пелагониска и Српско-македонска) од основната Родопска Маса, како и едната од другата (создавање на Вардарската Зона) е поврзано за каледонската орогенеза во текот на стар палеозоик. Херцинската орогенеза особено силен одраз имала во западните делови на Република Македонија, каде седиментниот комплекс е набран и метаморфизиран. Страничните притисоци од исток, што ги пренесувале Пелагонидите предизвикале создавање на позитивни и негативни структури со генерална ориентација на оските северозапад - југоисток. Алпскиот ороген циклус, што се одвива од тријас до денес, оставил најсвежи траги во геотектонската структура на Македонија. Најмладата, неотектонска фаза, почнувајќи од среден миоцен (тортон) до денес има обележје на блоковска тектоника.



сл. 41, Палеографски карактеристики на поширокиот Медитерански регион на крајот од Алпската орогенеза и почетокот на неотектонската етапа пред околу 20 милиони години

Сеизмотектонски карактеристики на Република С. Македонија

Последната, доцноалпска (неотектонска) етапа на територијата на Република Македонија е поврзана со континентален развиток. Неотектонските морфоструктурни форми претставуваат посебни целини, речиси секогаш одвоени едни од други со рабни раседи. Овие руптурни форми (рабни раседи) се настанати во различно време на неотектонската етапа, при што, голем дел од нив се угаснати, а некои и денес се делумно активни (сеизмогени).

Според застапеноста, морфологијата и меѓусебниот однос на територијата на Република Македонија се издвоени повеќе групи на неотектонски - сеизмогени раседни дислокации. Такви се: **Охридско-дебарската** група на раседи, **Пелистерско-преспанската** и **Кичевската** група, потоа **Полошката**, **Скопската**, **Пелагониската**, **Западно-вардарската**, **Источно-вардарската**, **Источно-македонската** и **Кожувско-сирумичката**.

Охридско-дебарската група на раседи е поврзана со познатата Дримска грабенска Зона. Во оваа група се истакнува Јабланичкиот расед, кој се протега долж западниот брег на Охридската депресија, од Подградец на југ до Лабуништа на север. На подрачјето на Дебарската Котлина е издвоен Корабскиот расед. Се протега по западниот раб на планинскиот масив Кораб, претежно на територијата на Албанија. Со него се поврзани појавите на дебарските термоминерални извори. Речиси напречно на овој расед се манифестира раседот Елбасан - Дебар, долж кој се изразени вертикални и хоризонтални сместувања. Неговата активност е особено изразена на подрачјето на Албанија, иако речиси на целата должина е сеизмоген. Посебна група се раседите долж западниот раб на планината Галичица, издвоени како Пештанско-петрински раседи. На подрачјето на Косел со овој систем на раседи е поврзана појавата на фумарола (солфатара), што укажува на термичка активност на оваа руптура (сл. 32).

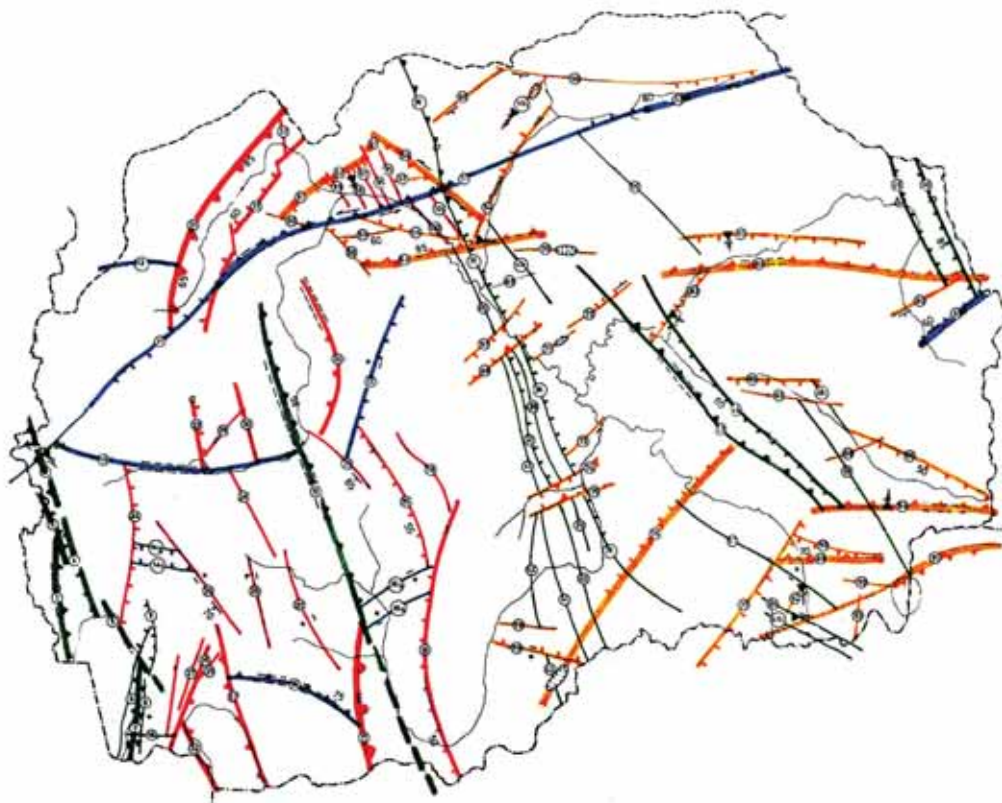
Процесот на сместување долж опишаните рабни раседи на Охридската депресија продолжува и денес, што условува висока сеизмичка активност. Заедно со Дебар е најизразената сеизмогена зона во западниот дел на Република Македонија. Во североисточниот дел на Охридската депресија постојат напречни и надолжни раседи кои, исто така, претставуваат сеизмогени неотектонски структури. Меѓутоа, тие не можат да бидат носители на силни земјотреси, бидејќи должината им е околу 5 km.

Во Пелистерско - преспанската и Кичевската група на раседи се истакнуваат: Пелистерскиот, Церскиот и Песјачкиот расед. Пелистерскиот

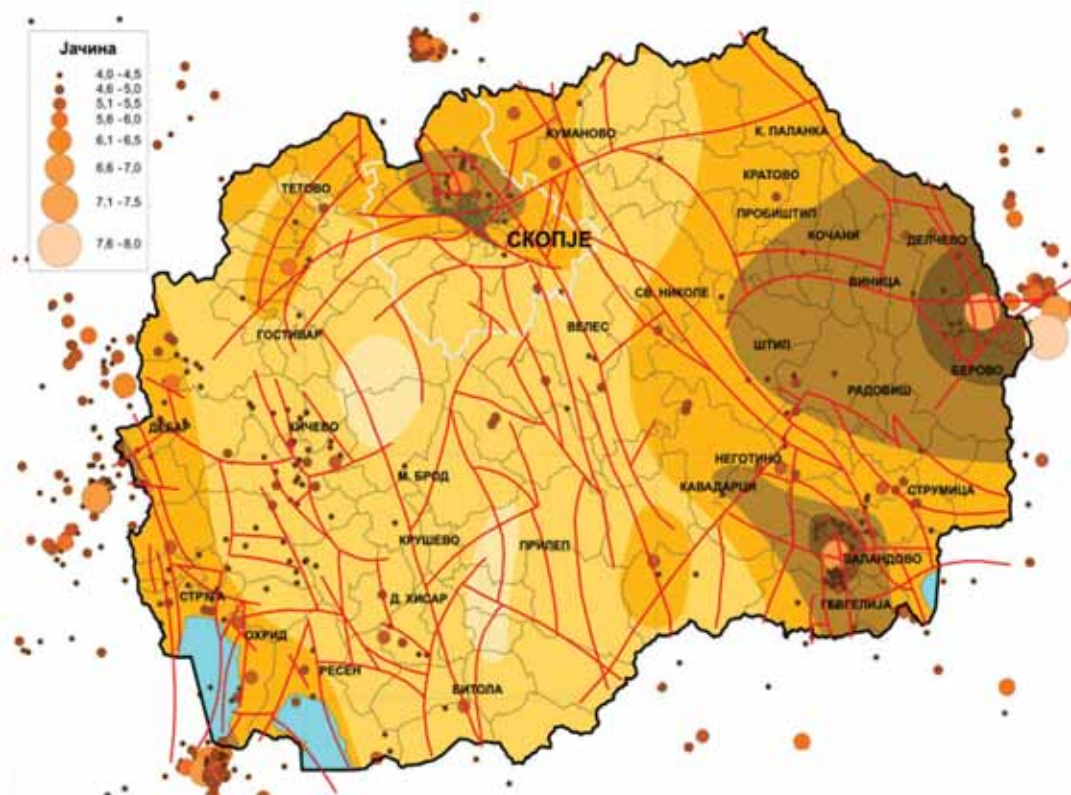
расед претставува напречна руптура долж северниот раб на планинскиот масив Пелистер. Оваа раседна дислокација, која морфолошки е мошне маркантно изразена е сеизмогена. Процесот на нејзиното сместување продолжува и денес. Пелистерскиот масив се издигнува со поголем интензитет (+ 6,0 mm/год) отколку Преспанската (+3,0 mm/год) и Пелагониската (+3,0 mm/год) депресија (Лиленберџ 1965). Во подрачјето на Кичевската депресија, како сеизмогени дислокации се издвоени: Церскиот, Лисичанскиот, Песјачкиот, Зајаскиот и Осломејскиот расед. Дел од нив се меридијански, а дел со правец исток-запад, поради што формираат тектонски јазол.

Полошката група на раседи претставува систем на руптурни дислокации чија неотектонска активност е многу висока. Особено контрастно се изразени Сувогорскиот и Шарпланинскиот расед. Како најмаркантна дислокација се истакнува Шарпланинскиот расед, кој претставува руптурна зона, т.е. систем на раседи со должина од 45 km. Покрај основниот правец на раседната зона постојат и коси раседи кои низ целиот систем на дислокацијата се сеизмогени, односно тектонските процеси не се завршени.

Скопската група на раседи претставува сплет на руптурни дислокации со „вардарски“ правец на протегање и раседи што се ориентирани во правец исток-запад. Тие се вкрстуваат на подрачјето на Скопската депресија. Како најважен и многу изразен е попречниот Скопско-кустендилски расед, кој се протега низ целата територија на Република Македонија. На подрачјето на Скопската депресија оваа регионална раседна дислокација во нејзиниот западен дел мор-



сл. 42, Раседни структури на територијата на Република Македонија, според Јанчевски (1987)



сл. 43, Интензитет (јачина) на земјотресите во Република Македонија

фолошки е контрастно изразена, додека во источниот е препокриена со неогени наслаги (дефинирана со геофизички методи). Со проучувањата на механизмот на Скопскиот земјотрес се покажало дека долж раседната дислокација северното крило има тенденција на хоризонтално лизгање во западен правец (Арсовски 1964). Паралелно со Скопско-кустендилскиот расед, во Скопската Котлина се издвоени и локалните: Рашчански, Каршијачки и Торбешки расед. Во граничниот дел на Скопскиот Басен тие се доста контрастно изразени и имаат голема активност во формирањето на депресијата на подрачјето на Маркова Река. Во источен правец се претставени како покриени раседи, дефинирани со геофизички методи. Од поважните раседи со „вардарска“ насока се издвоени: Лепенечкиот, Скопско-црногорскиот, Браздинскиот и Драчевскиот. Првите се слабо изразени во релјефот, но според геолошките и геофизичките податоци јасно се манифестираат како неотектонски дислокации. Драчевскиот расед го претставува југозападниот раб на Скопското Поле, односно делот на Скопската Котлина чиј интензитет на тонење и сега е изразен. Раседот на подрачјето на Катлановска Бања претставува современа (сеизмогена) руптура. Надолжното движење на блоковите во Скопскиот Басен продолжува и денес, т.е. тие се сеизмогени, на што укажуваат проучувањата на земјотресот од 1963 година.

Пелагониската група на раседи е тесно поврзана со формирањето на Пелагониската и Поречката депресија, при што, најмаркантни се раседите долж нивните гранични делови. Во северниот дел на Пелагонискиот басен, како гранични раседи се издвоени: Даутичкиот и Мукоскиот. Во неотектонската етапа долж нив се вршени структурни сместувања. Даутичкиот расед е морфолошки поизразен. Во изворишниот дел на Бабуна е контрастен и пројавува слаба сеизмичност. Во југозападниот раб на Пелагонија, кон Пелистер, Битолскиот расед се манифестира контрастно. Долж раседот, како резултат на диференцирани движења, западното крило (Пелистер) е издигнато, додека источното е спуштено. Амплитудата на овие движења во неотектонската етапа изнесуваат повеќе од 1.500 m. Активноста на Битолскиот расед продолжува и денес, што ја условува и неговата сеизмичност.

Западно-вардарската група на раседи, како систем на раседи се наоѓаат во западниот дел на Вардарската Зона. Претставуваат стари дислокации, делумно реактивирани во неотектонска-

та етапа. Позначајни раседи во овој дел на Вардарската Зона се: Клепскиот, Мрежичкиот и Свеќанскиот. Дефинирани се како зона на длабински раседи, долж кои се втиснати серпентински тела. Во неотектонскиот стадиум само делумно се активирани. Пројавената сеизмичност укажува дека овде не можат да настанат земјотреси со голема енергија. Како напречни структури во средишниот дел на Вардарската Зона се истакнуваат Стобискиот и Дервенскиот расед, дефинирани со геофизички методи. Може да се сметаат за сеизмогени, но не може да се очекува многу висока магнитуда.

Во Источно - вардарската група на раседи се вклучени Лакавичките, кои на потегот од Штип на југ до Куманово на север се манифестираат како неотектонски. Во јужен правец Лакавичките раседи се соединуваат во еден расед кој се протега до грчко-македонската граница. Гледано во целина Источно-вардарските раседи претставуваат сеизмогено активни дислокации. Меѓутоа, нивната активност е само на одредени потези и не можат да бидат носители на земјотреси со високи магнитуди.

Во Источно-македонската група на раседи се вклучени: Саса-тораничкиот, Кочанскиот, Брегалничкиот, Беровскиот и Митрашинскиот расед. Од сите нив посебно е значаен Беровскиот расед. Според литолошките членови може да се заклучи дека е настанат пред палеозоик, а е реактивиран во неотектонската етапа. Во најново време најголема активниот покажал во околината на Кресна (Бугарија). На овој локалитет се вкрстуваат уште неколку раседи, како Плачковичкиот и Струмските на територијата на Бугарија. Овде создаваат сеизмогено жариште со највисока регистрирана магнитуда (7,8°).

Кожувско - струмичката група на раседи е настаната како резултат на кршење на преднеотектонските структури, при што, во неоген и квартал доаѓа до интензивна манифетација на диференцирани тектонски движења и создавање на сегашните морфоструктури. Масивот Кожуф е издигнат додека во исто време, подрачјето на долината на Вардар е скалесто спуштено. Сместувањето на блоковите долж раседите на подрачјето Кожуф - Струмица продолжува и денес. Процесот на оваа геолошка трансформација условува висока сеизмичност на овдешните раседи.

Од регистрираните земјотреси што се случиле во текот на XX век на територијата на Република Македонија и нејзините погранични делови, може да се каже дека овој дел на Балкан-

скиот Полуостров се карактеризира со честа појава на катастрофални земјотреси. Нивниот интензитетот достигнал и до 10 (X) степени според Меркалиевата скала, односно со магнитуда до 7,8 степени по Рихтеровата скала. Од направената синтеза на регистрираните силни земјотреси во корелација со дислокациите јасно се гледа дека постои тесна врска помеѓу сеизмичноста и современата тектонска активност (сл. 43).

На територијата на Република Македонија сеизмичноста е дистрибуирана на одделни епицентрални подрачја, каде современата тектонска активност е посебно изразена. Тоа се, пред се, тектонските јазли во кои доаѓа до вкрстување на раседните дислокации. Значи, земјотресите се резултат на тектонските активности, чии

жаришта се наоѓаат во Земјината кора, при што, длабочината на хипоцентрите им варира од 15 до 25 km, поретко до 40 km. Како поважни сеизмогени подрачја се издвојуаат: Скопското, Дебарското, Охридското, Валандовско - гевгелиското и сеизмогеното подрачје Пехчево - Кресна. Во јужниот дел на Охридскиот басен во 1911 година се случил земјотрес со магнитуда од 6,7 степени по Рихтеровата скала и со хипоцентар од 10 km. Во 1994 година во Битола е забележан земјотрес со интензитет од 5,2° (h 15 km), во Скопје (1963 год) со магнитуда од 6,1° (h 5 km), во Валандово (1931 година) од 6,7° (h 16 km). На подрачјето Пехчево-Кресна во 1904 година е забележан еден од најголемите земјотреси во Европа, со магнитуда од 7,8 ° (h 30 km).

сл. 44, Микробори во метаморфни карпи



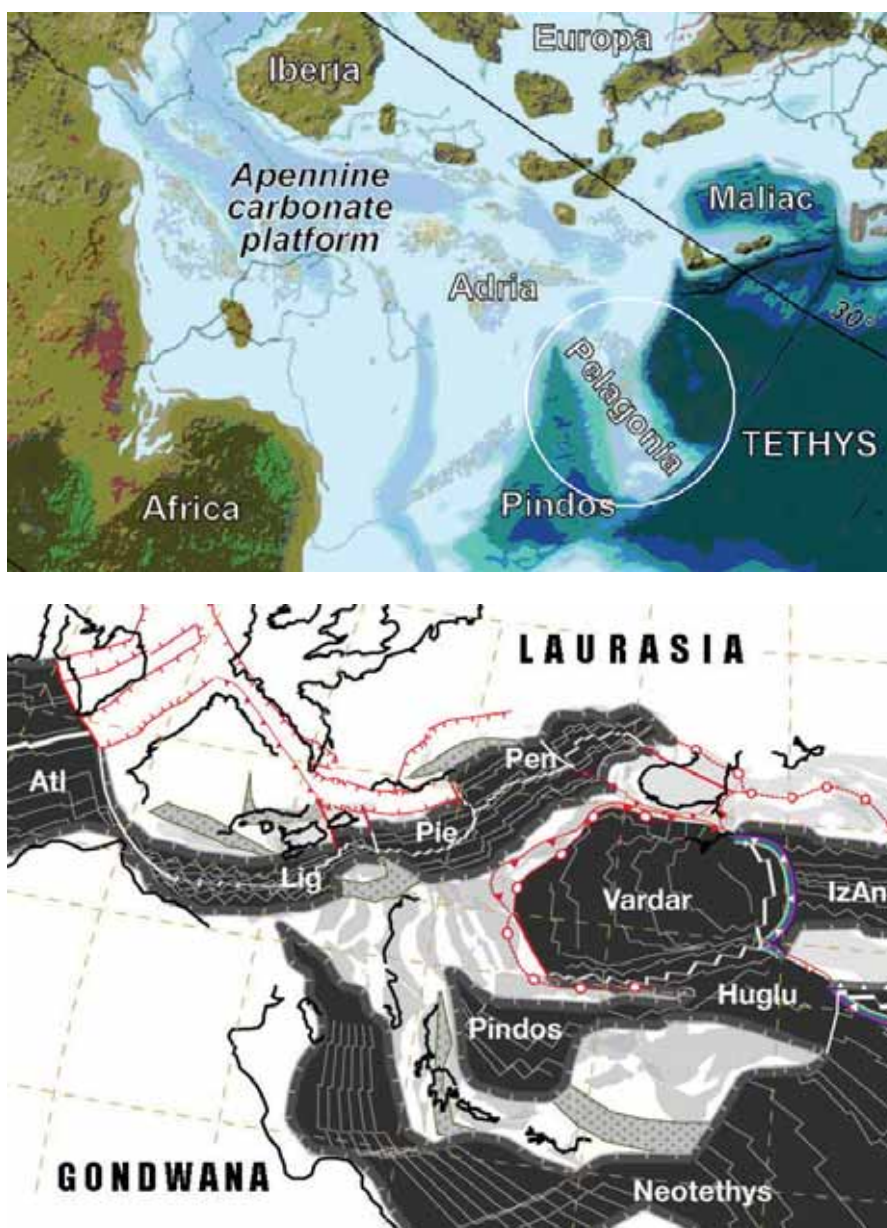


сл. 45, Стариот рудник „Алшар“, раритетен
минеролошки локалитет од светско значење

ЗНАЧАЈНИ ГЕОЛОШКИ ПОЈАВИ

Територијата на Република Македонија, без разлика на незначителната површина (25.713 km²), за некои појави и процеси што се случувале низ геолошкото минато, далеку ги надминува не само локално-регионалните размери, туку има и многу пошироко значење. Така, на пример, процесот на одвојување на единственото копно на планетата, *Панџеа*, во два мега-континенти, *Лауроазија* на северната и *Гондвана* на

Јужната Хемисфера се одвива некаде во рана креда. Пукнатината во Земјината кора што го иницира дефинитивното раздвојување на единственото копно во крајниот западен дел на Нео-тетис, и натамошното проширување на водниот басен во геолошката историја е именувано како „Вардарски Океан“ (сл. 46)



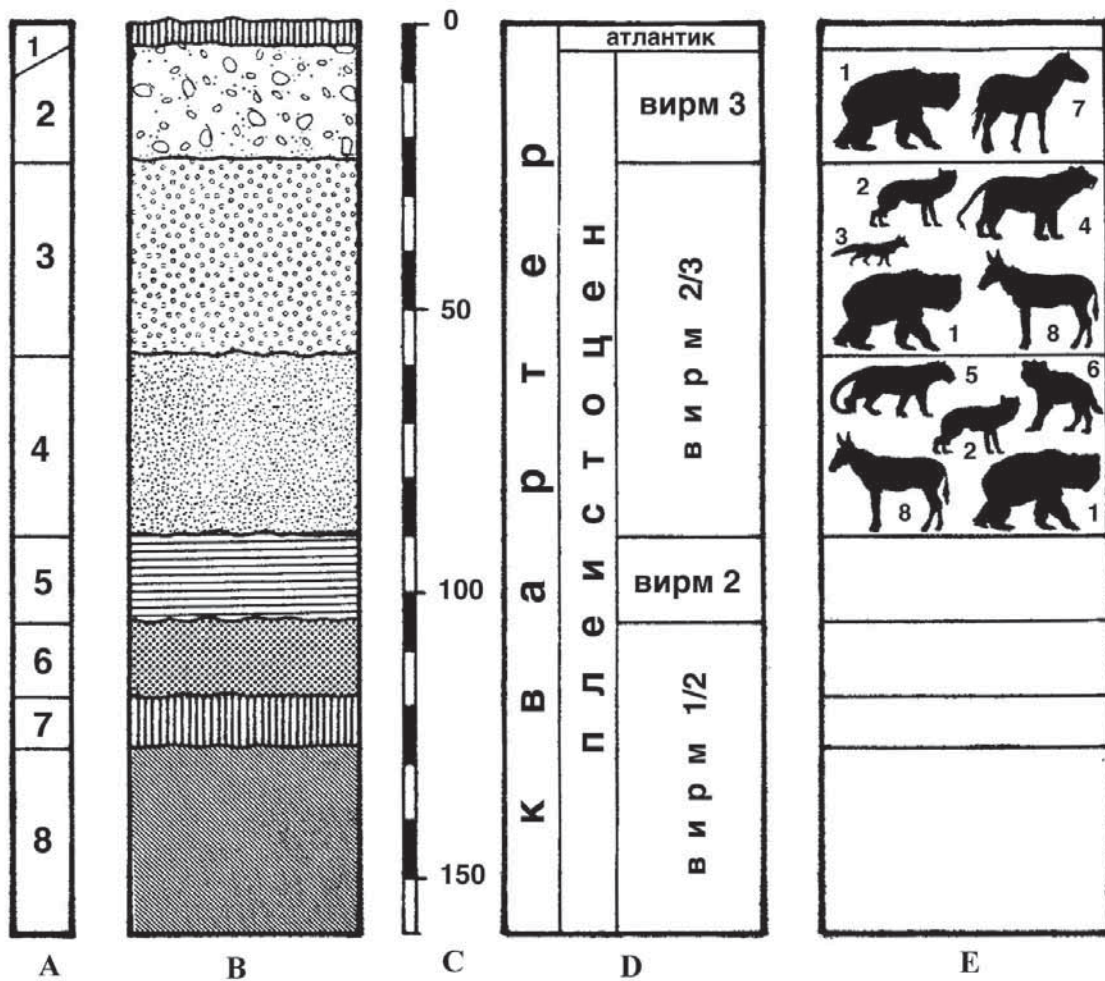
сл. 46, Глобални геотектонски односи поврзани со денешната територија на Македонија

Геотектонската диференцијација на тектонските единици во југоисточниот дел на Европа, во т.н. нео-европа, како најмладо копно на континентот е најдиректно поврзано со територијата на Македонија. Именувањето на најзначајните и јасно издеференцирани тектонски единици во меѓународната геолошка литература се врзуваат со Македонија: Пелагон, Вардарска Зона, Српско-македонски Масив (сл. 4 A-D). Оттаму Белград, тектонски лежи на Вардарската Зона, додека Атина е на Пелагонот.

Сложеноста на геолошките формации, од најстарите до квартерни резултирало да се евидентираат околу педесетина важни геолошки (минеролошки, палеонтолошки) локалитети на територијата на Република Македонија. Во однос на останатите, како посебно богато палеонтолошко наоѓалиште со пикермиска фауна е просторот јужно од Велес кај селото Караслари, додека за минералите, со појава на повеќе ретки, а некои и единствено на локалитетот забележани е просторот на стариот рудник Алшар.



сл. 47 Специфични делтовидна палеогена седиментација во централниот дел на Македонија



А. Ознака на наслагите, В. Профил на наслагите, С. Длабочина во см, D. Геолошка хронологија, Е. Појава на горноплеистоценска фауна - 1. *Ursus spelaeus*, 2. *Canis lupus*, 3. *Vulpes vulpes*, 4. *Panthera spelaea*, 5. *Pantherapardus*, 6. *Croatica spelaea*, 7. *Equus caballusfossilis*, 8. *Asinus hydruntinus*).

сл. 48, Корелацки профил на квартерните наслаги во пештерата Макаровец I, според Garevski & Malez (1984)



сл. 49, Коскена бреча со плеистоценска старост кај селото Манастирец (Порече)



сл. 50, Кристали на лорандит и леаргал на
раритетниот менеролошки локалитет „Алшар“



сл. 51, Презентација на геонаследството; вулканска калдера кај селото Лесново и солфатарата Дувало кај селото Косел



сл. 52, Локалитетот „Маркови Кули“ од 2004 година на привремената листа на УНЕСКО како светско природно наследство

Литература

- Анѓелковиќ М.** (1990): Шумадида, Динариди и Хелениди у Македонији. XII Конг. на геол. на Југ., Кн. V, стр. 1-7, Охрид.
- Арсовски М.** (1962): Општи црти на тектонскиот развикот на Пелагонискиот хорст-антиклинориум и неговото место во алпската структура на Македонија. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 8, Скопје.
- Арсовски М.** (1973-1978): Некои елементи за условите на настанокот на земјотресите во Балканскиот регион. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 16, стр. 261-281, Скопје.
- Арсовски М.** (1974): Некои погледи врз генезата на Охридското Езеро. Сим. за проб. на рег. на Ох. Ез., МАНУ, стр. 31-39, Скопје.
- Арсовски М., Петковски Р.** (1975): Неотектоника на СР Македонија. Публ. 49, ИЗИС, Скопје.
- Arsovski M. et.al.** (1977): Correlation of the PreCambrian complexe of the Pelaginan massif, Vardar Zone and Serbo-Macedonian massif. Proc. Collog. on the Geo! of the Aege. Reg., Volume II, p.p. 559-568, Athenes.
- Arsovski M., Dumurdjanov N.** (1984): Recent findings of the Structure of Pelaginan horst Anticlinorium and its Relation with Rhodopean and Serbo-Macedonian Massif. Geol. Macedon. Fasc. 1, Stip.
- Arsovski M.** (1989): Neovulkanizm of teritory of Macedonia. Geolog. maced., T. 4, No. 1, str. 1-28, Stip.
- Арсовски М.** (1990): Проблеми на тектониката на Западна Македонија. XII Конг. на геол. на Југос, Кн. V, стр. 8-21, Охрид.
- Арсовски М.** (1997): Тектоника на Македонија. РГФ, стр. 1-306, Штип.
- Боев Б. Миловановиќ Д.** (2001): Тектоника на плочи и магматизам, РГФ, стр. 1-174, Штип.
- Бончев Г.** (1920): Петрографско - минерални изучавања в Македония. Сбор. на Бялг. акад. на наук., Кн. 13, София.
- Bouee A.** (1836): Resultats de la premiere tournee dans le nord et la centre de la Turquie d Europe, faits, en partie en compagnie de M.M. Montalambert et Viquesnel. Bull Soc. geol. de France, T. 8, p.p. 14-63, Paris.
- Bundalevski M. et.al.** (1990): Rezultati ponovne obrade i reinteretacije seizmickih podataka (1989) na teritoriji Makedonije, sa posebnim osvrtom na Skopsku kotlinu. XII Конг. на геол. на Југ., Кн. V, стр. 189-208, Охрид.
- Гаревски Р.** (1985): Неогена и квартерна фосилна фауна на цицачи и нејзиното стратиграфско значење во Македонија. I Конг. на биосистем. на Југ., плен. реф., стр. 3-14, Попова Шапка.
- Garevski R. & Malez M.** (1984): Kvartarna fauna vertebrata iz spiljskih naslaga Makedonije. Dev. jugosl. Speleol. kong., str. 667-680, Zagreb.
- Делипетров Т., Петров Г.** (1992): Основни карактеристики на геофизичките полиња на територијата на Македонија. Geolog. Maced., T. 6, No. 1, стр. 33-48, Штип.
- Думурџанов Н., Стојанов Р, Петровски К.** (1972): Толкувач за листот Крушево (к 34 - 91) Основна геолошка карта (1: 100 000), стр. 1-58, Белград.
- Думурџанов Н., Христов С.** (1981): Толкувач за листовите Витолиште (к 34 - 104) и Кајмакчалан (к 34 -116), Основна геолошка карта (1: 100 000), стр. 1-61, Белград.
- Dumurdjanov N. Petrov G., Tuneva V.** (1997): Evolution of Lacustrine Neogene-Pleistocene in the Vardarzone in Republik of Macedonia. Simps. Magmatism, metamorphism and metallogeny of the Vardar zone and Serbo-macedonian massif., p. 83-88, Stip.
- Dumurdzanov N., Serafimovski T., Burchfil B.C.** (2005): Cenozoic tectonics of Macedonia and its relation to the South Balkan extensional regime. Geosphere 1 (1): 1-22.
- Dimitrijevic M.** (1974): The Sebo-Macedonian Massif. Tect. of the Carpathian-Balkan Reg., p.p. 291-296, Bratislava.
- Ивановски Т., Страчков М.** (1974): Тектоника и историја на тектонската еволуција на Охридската Котлина и нејзината периферија. Смпп. за проб. на рег. на Ох. Ез., МАНУ, стр. 17-29, Скопје.
- Имајлов Н.** (1956): Железнороден базен во Западна Македонија. Труд. на ГЗ на НРМ, Св. 5, стр. 111-199, Скопје.
- Измајлов Н.** (1963): Кретања у котлинама Македоније за време терциера и почетком квартара. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 10, стр. 77-94, Скопје.
- Измајлов Н.** (1971-1972): За стратиграфијата и тектонската положба на ултрабазитите на земјината кора во врска со прашањето за староста на Вардарската Зона во Македонија. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 15, стр. 5-20, Скопје.
- Јанчевски Ј., Галбов К., Темкова В.** (1984): Толкувач за листот Скопје (к 34 - 79), Основна геолошка карта (1: 100 000), стр. 1-57, Белград.
- Јанчевски Ј.** (1987): Класификација на раседните структури по генеза, старост и морфологија со осврт на нивната сеизмичност на територијата на Македонија. Док. дис. РГФ, стр. 1-247, Штип.
- Јанчевски Ј.** (1995): Корелација помеѓу сеизмичката активност и геотермалната енергија во Македонија. МАНУ, Збор. на реф. од науч. соб. Геотермал. енерг., стр. 37-45, Скопје.
- Jaranoff D.** (1938): La Geologie du massif des Rhodopes et son impor tance a propos de la tectonique de la Peninsule Balkanique. Rev. de Geograph. phys. et de Geol. dynam., Vol. 11, p.p. 131-143, Paris.

- Jaranoff D.** (1940): La Peninsule Balkanique pendant le Quaternaire. Rv. de la Soc. Geol. Bulgare, T. II, p.p. 247-325, Sofia.
- Jaranoff D.** (1947): Sur la geologie de la Macedoine occidentale, Communication preliminaire. Труд. на ГИИ на НРМ, Т. 1, Св. 1, стр. 23-60, Скопје.
- Карајовановиќ М., Ивановски Т.** (1979): Толкувач за листовите Битола (к 34 - 103) и Лерин (к 34 - 115), Основна геолошка карта (1: 100 000), стр. 1-58, Белград.
- Karamata S. et al.** (1992): Терциерен магматизам во Динаридите, Вардарската Зона и Српско-македонската Маса. Geol. Maced., T. 6, Nr. 2, p.p. 125-186, Stip.
- Кекиќ А.** (1986): Геологија и хидрологија на Полошката Котлина и потекло на водата од изворот Рашче. Самоуп. практ., стр. 1-152, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1990-1991): Основни карактеристики на карстните појави на Сува Планина. Геог. раз., Кн. 28-29, стр. 19, 28, Скопје.
- Kossmat F.** (1924): Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschau, platze 1914-1918. Geol.; dargest, H. 12, Berlin.
- Ласкарев В.** (1956): Преглед на палеогеографијата на Охридското Езеро за време на неогенот. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 5, стр. 5-11, Скопје.
- Луковиќ М.** (1931): Геолошки састав и тектоника Скопске котлине и њеног обода. Глас. СНД, Књ. X, Св. 4, стр. 4-62, Скопје.
- Medwenitsch W.** (1956): Die Stellung der Pelagoniden in der Grenze von N - und S - Dinariden, von Dinariden (s. str.) und Helleniden. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 5, стр. 251-284, Скопје.
- Mercier J.** (1960): Zone pelagonienne et zone du Vardar en Macedoine grecque. Bull. de la Soc. geolog. de Franc, T. II, p.p. 435-449, Paris.
- Михајловиќ Ј.** (1951): Земјотресни области во Македонија. Труд. на ГЗ на НРМ, Св. 2, стр. 3-15, Скопје.
- Мицевски Е. et. al.** (1995): Геотермални ресурси во Република Македонија. МАНУ, Збор. на реф. од науч. соб. Геотермал. енерг., стр. 46-55, Скопје.
- Несторовски И., Христов С.** (1963): Геолошки састав и тектонскиот склоп на терените Сува Гора - Осој - Групчин - долината на река Треска. Труд. на ГЗ. СРМ, Св. 10, стр. 41-76, Скопје.
- Несторовски И.** (1968): Геологија на пошироката околина на Лазарополе и Дебар. Год. збор. на ПМФ, Кн. 16, Св. 4, стр. 5-99, Скопје.
- Несторовски И.** (1968-а): Краток приказ на тектониката на Македонија. Збор. на VIII конг. на географ. од СФРЈ, стр. 129-141, Скопје.
- Несторовски И.** (1969): Тектоника на планините Бистра, Стогово и Кораб со Дешат. Год. збор. на ПМФ, Кн. 17, Св. 5, стр. 5-59, Скопје.
- Papanikolau D. - Stojanov R.** (1983): Geologikal Corelations berwen the Greek and Yugoslav parts of the Pelagonian metamorphic belt. UNESCO - IUGS, IGCP Projekt No. 5, Vol. 5, p.p. 146-152, Newsletter.
- Пенџерковски Ј., Хаџи-Митрова С.** (1975): Геолошка карта на СР Македонија. "Геокарта", Београд.
- Петковски П.** (1985): Толкувач за листот Качаник (К 34-67), Основна геолошка карта 1: 100 000, стр. 1-72, Белград.
- Петковски Р.** (1973/1978): Одраз на тектонските движења во Западна Македонија и околните терени. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 16, стр. 47-66, Скопје.
- Petkovski R.** (1986): Interpretacija strukturno-tektonskih elemenata na teritoriji SR Makedonije na bazi satelitskih skanograma. IV Kong. sav. drust. za seiz. gradjev. Jug., str. 33-40, Cavtat.
- Петковски Р.** (1990): Геотектонска еволуција на Македонија. XII Конг. на геол. на Југ., Кн. V, стр. 114-128, Охрид.
- Петров Г., Делипетров Т.** (1992): Неотектонско зонирање на територијата на Македонија и нејзината внатрешна градба. Geol. Maced., T. 6, Nr. 1, p.p. 77-86, Stip.
- Ракичевиќ Т., Думурџанов Н., Петковски П.** (1976): Толкувач за листот Штип (к 34 - 81), Основна геолошка карта (1: 100 000), стр. 1-70, Белград.
- Серафимовски Т., Петров Г.** (1990-91): Морфоструктурни карактеристики на рудниот реон Кратово - Злетово. Geol. Maced., T. 5, Nr. 1, p.p. 133-148, Stip.
- Серафимовски Т., Петров Г.** (1990-91): Структурно-морфоструктурни карактеристики на рудниот реон Бучим - Дамјан - Боров Дол. Geol. Maced., T. 5, Nr. 1, p.p. 149-164, Stip.
- Стојанов Р., Арсовски М.** (1990): Преглед на научните достигнувања во областа на геологијата во СРМ. XII Конг. на геол. на Југ., Кн. I, стр. 1-12, Охрид.
- Стојановиќ М.** (1984): Геолошка градба и тектоника на областа Мариово. Мариово - комплексни географски проучувања, стр. 17-40, Скопје.
- Стојановиќ М., Петковски П.** (1990): Тријас во Македонија. XII Конг. на геол. на Југ., Кн. I, стр. 191-205, Охрид.
- Страчков М. et.al.** (1964): Геологија на Скопската Котлина и нејзиниот обод. Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 11, Скопје.
- Страчков М.** (1974): Хидрогеолошки услови на Охридската Котлина во врска со генезата на езерото. Сим. за пробл. на рег. на Ох. Ез., МАНУ, стр. 41-53, Скопје.
- Тучан Ф.** (1937): Извештај о минералашко-петрографској екскурзији у Јужној Србији. Вес. ГИ Краљев. Југ., Кн. 5, стр. 99-116, Београд.
- Христов С., Карајовановиќ М., Страчков М.** (1973): Толкувач за листот Кавадарци (к 34 - 95), Основна геолошка карта (1: 100 000), стр. 1-62, Белград.
- Djordjieva M.** (1991): Paleohidrogeotermalne pojave u Skopskoj kotlini kao prilog u odredjivanju njene geotermalne potencijalnosti. Mag. dis. Univer. u Beog., RGF, str. 1-113, Beograd.



сл. 53, Карпест глечер, маркантна
периглацијална појава во централниот дел
на Јакупица



ГЕОМОРФОЛОГИЈА

Геоморфолошките проучувања на територијата на Република Македонија може да се поделат на неколку периоди. До почетокот на XX век главно се изнесуваат дескриптивни сознанија за релјефните особености на Македонија. Во периодот од почетокот на XX век до Првата Светска војна (1918 год) се поставени основите на геоморфолошките карактеристики на Македонија (*Oestrich* 1902, *Цвијић* 1906, 1911). Во третиот период, помеѓу двете светски војни (1918-1941 год) се остваруваат сериозни сознанија за геоморфолошките карактеристики на одделни области во Македонија, како: Порече, Јакупица, Скопската Котлина, Кожуф и др (*Јовановић* 1928, 1931, *Радовановић* 1931). По Втората Светска војна проучувањата се интензивираат, при што, најбројни резултати се остваруваат во текот на шеесетите и седумдесетите години на XX век (*Стиојагиновиќ*, *Манаковиќ*). Ваквите сознанија продолжуваат континуирано да се остваруваат и во последните децении на XX век (*Андоновски*, *Колчаковски*).

Во средината на август 1898 година познатиот српски и европски географ Јован Цвијић започнува студиозни екскурзии (истражувања), почнувајќи од Солунскиот Залив, низ територијата на Отоманска Македонија и нејзините соседните области. Како резултат на ваквите истражувања, на почетокот на XX век (1906-1911) од печат излегува обемна студија, едно од неговите капитални дела, во три тома „Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије“. Во првиот том (1906), од 101 до 256 и од 274 до 355 страница се презентирани резултатите од истражувањата за просторот на денешната територија на Република Македонија, додека во третиот том (стр. 689-1372) на околу осумдесет страници се опфатени сознанијата за Десаретските езера (Охридско, Преспанско, ...), како и за Порече, Кичево, Полог и Шар Планина. Тоа е труд што ќе се користи од повеќе генерации истражувачи, практично низ целиот XX век.

Помеѓу двете светски војни, како што е напоменато, се презентирани капитални сознанија за геоморфолошките карактеристики на одделни простори во Македонија. Како најзначајни, речиси ненадминати до денес, може да се сметаат студиите за глацијалниот релјеф на Јакупица (*Јовановић* 1928), за абразивниот и карстниот релјеф во Поречкиот Басен (*Јовановић* 1927, 1928), комплексната геоморфолошка студија за Скопската Котлина (*Јовановић* 1931), како и за денудацискиот релјеф на Селечка Планина и карстот на планината Кожуф (*Радовановић* 1928, 1931). Овие студии, како и некои други, објавени во првата половина на XX век (до Втората Светска војна), претставуваат солидна основа за идните, континуирани геоморфолошки истражувања на територијата на Република Македонија.

По Втората Светска војна на геоморфологијата се посветуваат неколку генерации македонски географи. Геоморфолошките истражувања првично ги продолжува Часлав *Сшојадиновиќ*, кој објавува и неколку значајни студии. Такви се, на пример, студијата за релјефот на Пелистер (1962, 1970), литоралниот (абразивен) релјеф на Охридскиот Басен (1967, 1968) и др. Во почетокот на шеесетите години трудови со геоморфолошка проблематика објавуваат и Миливој *Гашевски* и Митко *Панов*. Несомнено најголем придонес во проучувањето на севкупните геоморфолошки карактеристики на Република Македонија по Втората Светска војна, низ повеќе трудови, има Душан *Манаковиќ*. Овој, наш еминентен геоморфолог се зафаќа со разрешување на широк спектар на проблеми, почнувајќи од карстот, флувијалниот и абразивниот релјеф па се до глацијалниот и периглацијалниот. Кон крајот на шеесетите и во текот на седумдесетите години на XX век придонес за геоморфолошките истражувања има Станко *Сџанкоски*, а посебено во последните две децении на XX век Томе *Андоновски*.

ГЕОТЕКТОНСКИ ОСНОВИ НА РЕЛЈЕФОТ

Територијата на Република Македонија е дел од медитеранската орогена област во која геосинклиналните улови на развојот завршиле кон крајот на палеоген и почетокот на неоген. Значи, во доцнаалпската етапа, за разлика од поранешните геолошки периоди е присутен континентален развојот. Со доцнаалпските (неотектонски) процеси е условено создавањето на структурни форми, чиј одраз го гледаме во современата морфопластика.

Неотектониката на територијата на Република Македонија според *Пејковски* (1990) започнува помеѓу хелвет и тортон во горна кред, додека според *Арсовски* (1998) во миоцен. Во околните региони започнува во различно време и се одразува со различен интензитет. Во развојот на Балканскиот Полуостров неотектонската етапа главно се карактеризира со тенденција на општо издигнување. Тоа е особено изразено во неговите централни делови (Македонија) во однос на поконсолидираниите источни области.

Неотектонските издигнувања на просторот на Македонија опфатиле 75 % од нејзината територија, при што, во текот на квартал се засилуваат и веќе опфаќаат 90 % од територијата (*Лиленберџ* 1966). Со ваквите деструктивни процеси се настанати современите **хорстови** (планински масиви) и **грабенски** депресији (котлини). Раседните дислокации, како природни граници на морфоструктурите, во зависност од активноста различно се изразени во релјефот. Отсуството на странични притисоци овозможило декомпресија на регионален план, со што доаѓа до „отварање“ на овој сегмент на Земјината кора. Со тоа се јавуваат предуслови за создавање на неотектонските депресији (котлини - грабени), но и до појава на вулкански активности во некои подрачја. Во неотектонските депресији се формираат езерски басени.

Влијание на поширокиот регион врз создавање на структурниот релјеф

На територијата на Република Македонија екстензивниот режим на напрегање кој се одража во создавање на морфоструктури е последица на глобалните тектонски збиднувања во рамките на Балканскиот регион и околните неотектонски мегаблокови (сл. 54). Западните делови на Република Македонија се под влијание на односите на Јадранската плоча и континенталниот дел, додека терените во централните и источните делови се изложени на влијанијата што произлегуваат од колизија на соседните или блиски блокови. Тоа се однесува, пред сè, на колизија на Арабскиот и средно - азискиот континентален блок а во помал дел и на колизијата на Мезиската платформа и Карпатидите. Двете колизии, првата со десното хоризонтално движење долж зоната на Загрос и северноанадолскиот расед, а втората со субдукција на Мезиската платформа под Карпатидите условиле на терените во централните и источните делови на Македонија, како и пошироко, да се одрази со режим на приближно север - југ екстензија, што и ги условиле

карактеристичните неоген - квартални структури во овој дел.

Територијата на Република Македонија во неоген-кварталниот период главно е под влијание на екстензивен режим на напрегање, што условило манифестација на вертикални тектонски движења од пошироки размери. Ваквиот процес на тектонски активности овозможил диференцијација на целата територија со издигнување и тонење. Сепак, неотектонската деформација нема еднозначен карактер, туку е претставена со две области во кои делувањето на компонентите на напрегања имаат различна ориентација (сл. 90). Како резултат на тоа, создадените морфоструктури во секое од подрачјата имаат специфични обележја, пред сè од аспект на доминантниот поравец на протегање.

За морфоструктурите во западниот дел е карактеристичен лонгитудиналниот северозападно-југоисточен правец на протегање, со интензивно тонење долж западните контурни раседи на депресиите (сл. 91). Правците на протегање во централните и источните делови на Македонија се претежно ориентирани на релација исток - запад, со нивно изразено поинтензивно тонење долж јужните рабни раседи (сл. 96).



сл. 54, Положба на територијата на Република Македонија во рамките на регионалните геотектонски процеси, според Јанчевски (1987)

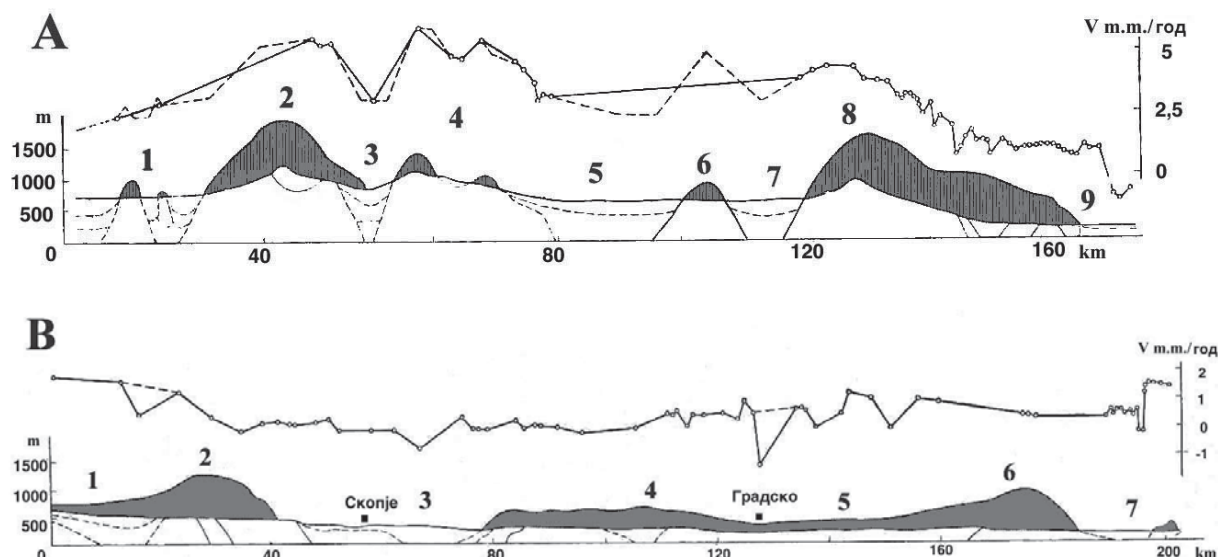
Неотектонски и современи процеси во создавање на структурниот релјеф

Според интензитетот на тектонските движења и нивната насока во неотектонската етапа јасно се издвојуваат две фази, и тоа: *предиорена* и *орогена*. Во првата фаза, што го опфаќа речиси целиот миоцен доминантна улога имале процесите на пинеценизација и релативно тонеење, со појава на интензивен вулканизам од кварц-латитски и андезитско-дацитски состав (Арсовски 1997). Во Скопската и Кумановската депресија, како и на подрачјето на Кратовско - злетовската вулканска област доаѓа до тонеење, што на места достигнало и до 2.000 m. Може да се заклучи дека според карактерот на седиментите настанати за време на миоцен територијата на Република Македонија се карактеризира со низок, пинеценизиран и слабо расчленет релјеф. Кон крајот на миоцен, во плиоцен и подоцна во квартал интензитетот на диференцирањите, претежно вертикални тектонски движења постепено се засилуваат. На тоа укажува составот на наталожените наслаги, чија големина на

зрнестиот материјал се зголемува. Кон крајот на плиоцен и во квартал во депресиите претежно се таложат груби седименти.

Тектонските плиоцен-квартерни движења, што го условиле создавањето на современиот релјеф продолжуваат и денес. Ваквото нешто се изразува во нерамномерното издигнување на морфоструктурните елементи и наспроти нив релативно тонеење (-2,0 mm/год) на поедини котлини во Повардарие (Арсовски 1997). Издигнувањето е особено изразено во западните делови на Македонија (сл. 39). Така, на пример, современите движења на хорстовите: Пелистер (+6,0 mm/год), Галичица (+5,5 mm/год) и други се карактеризира со максимално издигнување, додека наложените котлини, како Охридската (+2,5 mm /год), Преспанската (+3,0 mm/год), Пелагониската (+3,0 mm/год), иако спаѓаат во областите со општо современо издигнување, тие заостануваат во однос на соседните планински структури (Јиленберџи 1965).

Глобалните елементи на релјефот (морфоструктурни целини) укажуваат дека Пелагонот заедно со територијата на Западно-македонската Зона, каде доминираат највисоки планински структури - хорстови (преку 2.500 m), се

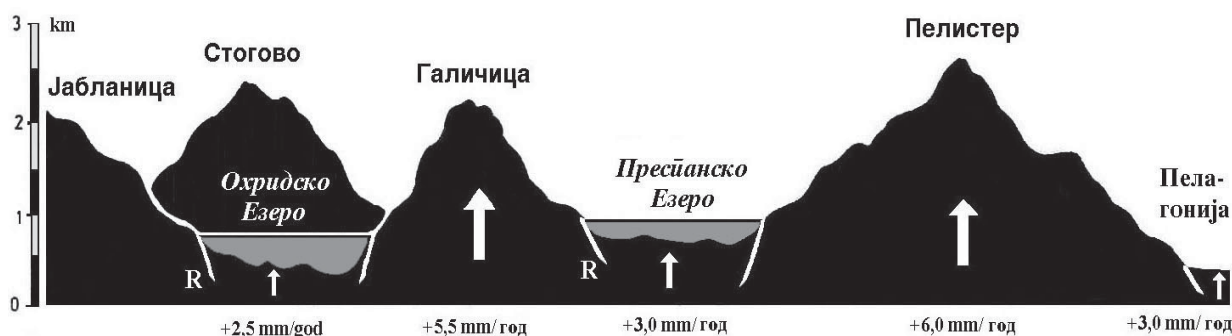


(А) 1 Охридска Котлина, 2. Галичички хорст, 3. Северен дел на Преспанската Котлина, 4. Пелистерски хорст, 5. Битолска Поле, 6. Тополчански хорст, 7. Прилепско Поле, 8. Бабуно-дренско издигнување, 9. Вардарска (Стоби) депресија. (В) 1. Урошевска Котлина, 2. Скопска Црна Гора, 3. Скопска Котлина, 4. Велешка неогена депресија, 5. Тиквешка Котлина, 6. Демир Капија, 7. Валандовска Котлина.

сл. 55, Надолжен (А) и напречен (В) профил на современите тектонски движења во Република Македонија, според *Лиленберџ* (1966)

поврзани со Земјината кора чија дебелина достигнува до 45 km. Територијата на Вардарската Зона, со доминација на релативно низок релјеф и котлини, се карактеризира со Земјина кора со дебелина што варира од 32 до 34 km. На исток, во Српско-македонскиот Масив и Краиштитната Зона, каде доминира планински релјеф со височина од околу 2.000 m, Земјината кора достигнува до 40 km. Уште понатаму на исток, на територијата на Бугарија (Рилски Масив), дебелината на Земјината кора достигнува и до 50 - 55 km (*Делиевшров, Пејров* 1990). Секако ваквите разлики во дебелината на Земјината кора имаат

свој одраз врз интензитетот на диференцираните вертикални неотектонски издигнувања. Како резултат на нерамномерните издигнувања доаѓа до диференцијација на територијата на Македонија, што на некој начин има наследени особености. Во западните делови, каде тенденцијата на издигнување постоела и претходно и во неотектонската етапа е најизразена. Во исто време терените на Вардарската Зона, сега издвоени во Повардарие се зафатени со многу послаб интензитет на издигнување. Од друга страна, подрачјата во источните делови се издигнуваат релативно поинтензивно во однос на Повардарие-



сл. 56, Различен интензитет на издигнување на структурните блокови во југозападниот дел на Република Македонија

то, но послабо отколку во западните делови.

Може да се заклучи дека денешната релјеф на морфопластика на територијата на Република Македонија во основа има тектонски карактер, настаната со преобладавајќи радијални (вертикални) процеси на издигнување и тонење во текот на неотектонската етапа. Оттаму основното обележје на релјефните карактеристики на Македонија се повеќето хорстови (планини) и грабените - депрсии (котлини). Поради нивната мозаична распореденост територијата на Република Македонија потсетува на шаховска табла („шаховски релјеф“). Ваквите особености не се толку изразени во соседните области на Македонија, а уште помалку на останатите делови на Балканскиот Полуостров. Со создавањето на Егејското Море (почеток на квартал) и истекувањето на водите од поголемиот број езера, доаѓа до формирање на современата речна мрежа и делување на современите егзогени процеси.

Основни карактеристики на структурниот релјеф

Основното обележје на структурниот релјеф во Република Македонија го сочинуваат неотектонските форми, речиси секогаш одвоени едни од други со рабни дислокации (сл. 58). Нивна главна одлика е мозаичната распределеност низ

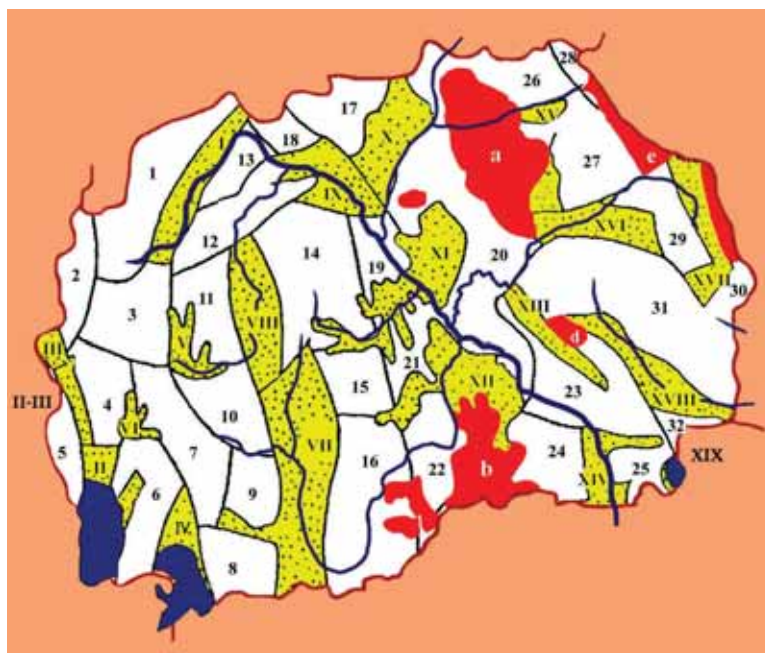
целата територија и низ сите геотектонски единици во Македонија. Ваквиот структурен релјеф е резултат на последната, доцнаалпска неотектонска етапа, што на територијата на Република Македонија е поврзана со континентален развиг. Таа главно се карактеризира со општо издигнување, при што, како што е напоменато, неотектонските издигнувања во Македонија опфатиле 75 % од нејзината територија, а веќе во квартал (со нивното засилување) опфаќаат 90 % од територијата.

За разлика од претходните алпски етапи, кои завршиле со интензивно набирање на постоечките литолошки комплекси (доминанција на хоризонтални напрегања), во неотектонската етапа главна улога имаат вертикалните диференцирани движења. Со овие процеси се настанати современите хорстови (планински масиви) и грабенските депрсии (котлини).



сл. 57, Шематски приказ на создавање хорстови и грабенски структури, карактеристично за Македонија. Структурен релјеф: поглед од Сува Гора кон Сува Планина, Осој и Водњанската Планина со Скопска Црна Гора на крајот од пејсажот





Морфоструктури на издигнување: 1 Шар-
планински блок, 2 Корабски блок, 3 Бист-
рински блок, 4 Стоговски блок, 5 Јабланич-
ки блок, 6 Галичички блок, 7 Илински блок,
8 Пелистерски блок, 9 Шемнички блок, 10
Љубенски блок, 11 Песјачки блок, 12 Суво-
горски блок, 13 Жеденски блок, 14 Јакупич-
ки блок, 15 Бабунски блок, 16 Селечки блок,
17 Скопско-црногорски блок, 18 Радушки
блок, 19 Кадински блок, 20 Брегалнички бл-
ок, 21 Клепски блок, 22 Мариовски блок, 23
Плаушки блок, 24 Кожуфски блок, 25 Фур-
кин блок, 26 Козјачки блок, 27 Осоговски
блок, 28 Руенски блок, 29 Голачки блок, 30
Малешевски блок, 31 Плачковички блок, 32
Беласички блок. Морфоструктури на тонење
(депресии): I Полошка, II Охридска, III Де-
барска, IV-III Дримски грабен, IV Преспан-
ска, V Кичевска, VI Белчишка, VII Пелаго-
ниска, VIII Поречка, IX Скопска, X Куманов-
ска, XI Овчеполска, XII Тиквешка, XIII Лака-
вичка, XIV Валандовска, XV Славичка, XVI
Кочанска, XVII Пехчевска, XVIII Струмичка,
XIX Дојранска. Вулкански подрачја: (а) Зле-
товско, (b) Витачевско, (с) Шопурско, (d) Ве-
начко, (е) Пехчевско-жеравинско.

сл. 58, Неотектонска реонизација на територијата на Република Македонија според
Арсовки и Пејковски (1975)



сл. 59, Структурна морфопластика на Македонија и соседните области

сл. 60, Полигенетска високопланинска зарамнина
(површ) во јужниот дел на планинскиот масив
Јакупица (2.540 m)



МОРФОСТРУКТУРИ НА ИЗДИГНУВАЊЕ - ХОРСТОВИ (ПЛАНИНИ)

Речиси низ целиот миоцен доминантна улога имале процесите на пинеплинизација и релативно тонење, со појава на интензивен вулканизам. Тогашната релјефна морфопластика се карактеризира со низок, пинеплинизирани и слабо расчленет релјеф. Кон крајот на миоцен, потоа во плиоцен и подоцна во квартал интензитетот на диференцирањето, претежно вертикални тектонски движења постепено се зголемува. Тектонските плиоцен - квартални движења, што го условиле создавањето на современиот релјеф продолжуваат и денес (се изразува во нерамномерно издигнување на морфоструктурите). Морфоструктурите на издигнување, т.е. планинските целини (хорстови) се едни од примарните обележја на релјефот на територијата на Република Македонија.

На територијата на Република Македонија може да се издвојат четириесетина планини, од кои, некои се групирани во засебни планински целини. Пример; планинскиот масив Мокра со своите огронци: Јакупица, Даутица, Караџица, Сува Планина, Голешница, Китка, или пак, Шар Планина со Враца и Рудока, Кораб со Дешат и Крчин итн. Покрај идентичната, доминантна радијална тектоника и истиот хронолошки дијапазон на создавање (доцнаалпска - неотектонска етапа), секоја планинска структура се одликува

со одредени свои специфичности (геолошки, морфолошки, вегетациски, ...). Височинскиот елемент, односно хипсометриските карактеристики на планините се, исто така, нивна значајна особеност. Од височината на планината зависат климатско-вегетациските и одредени морфогенетски процеси. Според хипсометрискиот принцип, генерално земено, планините во Република Македонија може да се поделат на: **високи** (над 2.000 m височина), од кои, може да се издвои подгрупа на **изразити високи** планини

таб. 6, Преглед на хипсометриските површини на високите планини (над 2.000 m) во Република Македонија

	1	2	3	4	5	6	7
1 Кораб	2.753	29,0	105,7	134,0	44,2	312,8	
2 Шар Планина	2.748	146,1	228,6	306,8	158,3	840,2	
3 Пелистер	2.601	-	193,5	135,0	38,1	367,5	
4 Мокра (Јакупица)	2.540	581,7	428,1	175,2	67,1	1.262,2	
5 Нице	2.520	107,2	289,3	68,0	8,3	472,9	
6 Галичица	2.288	31,3	193,7	87,2	7,2	316,9	
7 Стогово	2.268	88,7	233,6	139,4	13,9	475,5	
8 Јабланица	2.256	82,3	95,5	56,7	7,8	242,0	
9 Осоговски Пл.	2.225	480,9	394,4	103,3	2,5	981,3	
10 Кожуф	2.165	259,3	169,5	63,5	1,3	493,7	
11 Бистра	2.163	107,3	277,5	237,9	5,9	628,6	
12 Сува Гора	2.061	207,7	401,8	103,2	0,3	934,6	
13 Беласица	2.029	95,6	38,2	7,0	-	140,8	

1. Име на планината, 2. Максимална височина (m), 3. Површина до 1.000 m, 4. Од 1.000 до 1.500 m, 5. Од 1.500 до 2.000 m, 6. Над 2.000 m, 7. Вкупна површина во km²

(над 2.500 m нв), потоа **средно високи** планини (1.500 - 2.000 m) и **ниски** планини (до 1.500 m нв).

Вкупниот број високи планини (над 2.000 m нв) во Република Македонија изнесува 13 (тринаесет). Највисока е планината Кораб (Голем Кораб, 2.753 m), додека Беласица на територијата на Република Македонија не ја достигнува височината од 2.000 m. Нејзиниот највисок врв (Радомир, 2.029 m) се наоѓа во источните делови на планината, на границата помеѓу Бугарија и Грција. Највисокиот врв на оваа планина на територијата на Република Македонија е Тумба (1.881 m). Тоа е граничен врв (троеме) со соседните Грција и Бугарија (сл. 86). Исто, така, и највисокиот врв на планината Галичица (Вир - Плаја е Pusit, 2.288 m) не се наоѓа во Република Македонија, туку е на албанска територија.

Просечната надморска височина на високите планини во Република Македонија изнесува 2.357 m. Општа и логична карактеристика е што со зголемување на височината површините им се намалуваат. Така, на пример, површината на хипсометрискиот појас помеѓу 1.000 и 1.500 m за сите планини изнесува 3.050 km², додека помеѓу 1.500 и 2.000 m е 1.560 km². Вкупната површина над 2.000 m надморска височина веќе е 355,4 km², од што, само 6,1 km² се наоѓаат над 2.500 m нв. Вкупната површина на планинските морфоструктури со височина над 2.000 m изнесува 7.469 km², што е речиси 1/3 или 29 % од територијата на Република Македонија.

Изразито високи планини (над 2.500 m нв)

Еден од најзначајните елементи на планините, со влијание врз севкупниот гео и биодиверзитет е нивната височина. Бидејќи на Балканскиот Полуостров не се застапени планини со поголема височина од 3.000 m, морфометриската диференцијација на изразито високи планини, над 2.500 m нв, е прифатливо и за останатите балкански простори. На територијата на Република Македонија се застапени пет (5) планински структури чија височина изнесува над 2.500 m. Тоа се: Кораб (Голем Кораб, 2.753 m), Шар Планина (Турчин, 2.748 m), Пелистер (Пелистер, 2.601 m), Јакупица - Мокра (Солунска Глава, 2.540 m) и Ниџе (Кајмакчалан, 2.520 m). Интересно е да се напомене дека бројот на изразито високите планини во Македонија во споредба со останатите делови на Полуостро-

вот (Југоисточна Европа) е значителен. Така, на пример, од вкупно петнаесет (15) планини чија височина е над 2.500 m (вклучувајќи ги Јулиските и Трансилванските Алпи), една третина (5) се наоѓаат на територијата на Република Македонија.

Планината **Кораб** со своето морфолошко продолжение Дешат (Веливар, 2.373 m) на југ, се наоѓа во крајниот западен - северозападен дел на Република Македонија. На североисток, преку превалите помеѓу врвовите Шерупа (2.026 m) и Црн Камен (2.117 m), кои се на височина од 1.865 m, односно 1.875 m (изворишен дел на реката Радика) се надоврзува на Шар Планина, т.е. на нејзината морфолошка целина Враца (Голема Враца, 2.582 m).

Кораб (Голем Кораб, 2.753 m) е највисоката планина во Македонија и четврта по височина на Балканскиот Полуостров, по Олимп (Микаса, 2.929 m), Рила (Мусала, 2.918 m) и Пирин (Вихрен, 2.915 m). Бидејќи Голем Кораб (2.753 m), највисокиот врв на оваа планина е граничен врв со соседна Албанија, планината Кораб е воедно и највисока во Република Албанија. Од останатите, позначајни врвови на планината Кораб се истакнуваат: Црн Камен (2.572 m), Кепи Бард (2.683 m), Кабош (2.391 m), а на Дешат Веливар (2.373 m), Голем Крчин (2.341 m), Рудина (2.238 m) и др.

Во морфотектонски поглед Корабскиот блок (Кораб, Дешат, Крчин) претставува хорст, кој во неотектонската етапа е интензивно издигнат долж раседни структури, т.е. е сепариран од соседните Шар Планина и Бистра. Подрачјето на Пешкопеја, што се протега на запад од овој хорст во истиот период е зафатено со процес на тонење. Југоисточно од Корабскиот блок се про-



сл. 61, Кораб (Голем Кораб, 2.753 m), највисоката планина на територијата на Република Македонија



сл. 62, Пејсажни карактеристики
на планината Кораб

тега регионалната „Дебарско-кривопаланечка“ дислокација, што претставува најзначајна преднеотектонска попречна структура на територијата на Република Македонија. Всушност, трасата на овој регионален расед може да се следи од Елбасан (Албанија) до Кустендил (Бугарија). Неговото создавање е поврзано со рано-алпската еволуција. На планинскиот масив Кораб како дислокација од прв ред се јавува руптурата што ја условува границата помеѓу Западно-македонската Зона и новосоздадената Корабска Зона. Тоа е раноалпска раседна структура чие активирање и активност е поврзано со времетраењето на мезозоик и преодот кон кенозоик. Корабско-лазарapolската структура се состои од две паралелни лушпи, од кои, едната го репрезентира навлекувањето на палеозојските шкрилци преку тријаските и јурски наслаги, а втората навлекувањето на тријаските комплекси преку јурските и кредни седименти. Од гравитациските раседни структури на планината се истакнува раноалпскиот трансферзален расед со должина од околу 17 km. Во неговиот западен дел е предиспониран текот на Рибничка Река.

Корабскиот блок (Кораб, Дешат, Крчин) во геолошки поглед, генерално земено, може да се подели на три дела. Во неговите северни (све-

роисточни) делови, кон Шар Планина, доминираат палеозојски творби претставени со филити, метапесочници и нешто помалку кварцити. На одделни места тие се пробиени со јурски дијабази и диорити. Во централниот дел на масивот доминираат јурски творби претставени со глинци, песочници, аргилошисти и помалку варовници. На просторот помеѓу Мала и Голема Корабска Врата, во највисоките делови на планината, широко се распространети и сивобели палеозојски масивни мермери. Помеѓу Жировница и Тануше на север е застапено големо тело (5 X 3 km) на јурски риолити. За разлика од Кораб, неговото морфолошко продолжение Дешат (Веливар, 2.373 m) е речиси во целост изграден од кредни флишоидни седименти, со солидно присуство на плочести варовници. Јужно од Косоврасти особено е значајна појавата на гипсни наслаги со иста старост (сл. 22).

Планинскиот масив Кораб како и останатите планини во крајниот западен дел на Република Македонија е со меридијански правец на протегање. Неговата должина е околу 49 km, додека максималната ширина помеѓи Дарда - Црн Дрим (Албанија) и вливот на Рибничка Река во Радика изнесува 28 km. Корабскиот блок е благо засводен кон запад, т.е. самиот масив Кораб



сл. 63, Врвот Љуботен (2.498 m) во крајниот североисточен дел на Шар Планина

од Шуплив Камен (2.431 m) во изворишниот дел на Рибничка Река скршнува благо кон североисток, додека Дешат е со благ правец кон југоисток. По Шар Планина и Јакупица, Кораб се одликува со најголема површина над 2.000 m височина (44,2 km²). Значителната височина што ја постигнал Корабскиот блок условило во највисоките делови во текот на вирмскиот глацијал да биде значително заглечерен. Покрај доминантниот глацијален релјеф во највисоките делови на масивот се сретнуваат и бројни рецентни периглацијални форми, но и карстни, главно вртачи. Сепак, освен делумно глацијалните (Николић 1912), останатите релјефни појави на планинскиот масив Кораб речиси воопшто не се проучувани.

Во крајниот северозападен дел на територијата на Република Македонија се наоѓа **Шар Планина**. Тоа една од највисоките (Турчин, 2.748 m) и според површината една од најголемите планини на Балканскиот Полуостров. Од времето на Страбон и Птоломеј па се до крајот на XIX век се сметало дека Шар Планина го претставува централното - напоредничко било на Балканскиот Полуостров, од Јадранско до Црно Море („Венец на Светот“ - „Catena mundi“). Во античкиот свет е позната под името Scadrus, додека нејзиното денешно име се јавува во првата половина на XIX век. Интересно е да се напо-

мене дека врвот Љуботен, според усвоената кота на Виенскиот географски институт од 3.050 m, во 70-те години на XIX век се сметал за највисок на полуостровот.

За разлика од повеќето планини на Балканскиот Полуостров Шар Планина е со спротивен на вообичаениот „динарски“ (сз-ји) правец на протегање. Основното било на планината, со должина од околу 80 km и широчина од 10 до 20 km, се протега во правец југозапад-североисток. Шар Планина со долината на реката Пена е поделен на два дела (морфолошки целини), североисточен, Враца и јужен дел, Рудока. Шар Планина припаѓа на Западно-македонската зона. Таа е типичен хорст, издигнат долж маркантни раседни дислокации помеѓу Метохиската Котлина на северозапад и Полошката Котлина на југоисток. На исток, од Скопска Црна Гора е одвоена со Качаничката Клисура на реката Лепенец, додека на запад, преку високи превали во изворишниот дел на реката Радика, морфолошки се надоврзува на планинскиот масив Кораб. Шар Планина се одликува со голем број врвови над 2.000 m височина, а значителен е и бројот на оние што се наоѓаат над 2.500 m надморска височина. Како најзначајни, доминантни врвови, одејќи од североисток кон југозапад се истакнуваат: Љуботен (2.498 m), Езерски Врв (2.586 m), Црн Врв (2.585 m), Кобилица (2.528 m), Карани-

колица (2.409 m), Турчин (2.748 m), Челепински Врв (2.554 m), Рудока (2.629 m), Бристовец (2.675 m) и Голема Враца (2.582 m). Од нив посебно маркантни се Љуботен (2.498 m), Турчин (2.748 m) и Голема Враца (2.582 m).

Во крајниот јужен дел кој ги опфаќа терените северно од долината на Маздрача до Ничпурска Планина на југ во геолошкиот состав доминираат палеозојски филити и метапесочници, а нешто помалку се сретнуваат и кварцити со иста старост. Кварцитите во централните делови се пробиени со т.н. вруточки гранити од јурска старост. Од десната страна на Маздрача се сретнуваат и јурски гранодиорити. Во средишниот дел на Шар Планина, јужно од реката Пена до долината на Маздрача се застапени голем број литолошки формации. Нешто поприсутна е серијата на зелени шкрилци и дијабази. Значително присуство имаат и палеозојските шкрилци и филитите, кои главно се сретнуваат долж средишниот и горниот дел на реката Пена. Во повисоките делови, од десната долинска страна на Пена, т.е. од Церипашина кон врвот Турчин се застапени тријаски варовници. На гребенот Кара Никола и од десната долинска страна на Пена присутни се и палеозојски мермери. На север од Пена до долината на

реката Бистрица доминираат старопалеозојски и палеозојски шкрилци. На југоисток од Црн Врв (2.585 m) кон Кучи Баба (2.209 m) значително е присуството на кварцни песочници и кварцити. Во овој дел, кон пониските делови, на повеќе места старопалеозојските шкрилци се пробиени со палеозојски гранити. Во северниот дел, т.е. од долината на реката Бистрица до врвот Љуботен (2.498 m) доминираат три литолошки формации, и тоа: палеозојски гранити, нешто помалку се застапени старопалеозојските шкрилци, додека во крајниот североисточен дел, околу врвот Љуботен и на југ - југоисток од него присутни се тријаски мермеризирани варовници.

Основната морфопластика во највисоките делови на Шар Планина ја сочинуваат *йолитенешкиите йовриши* претставени во вид на брановидни зарамнини. Особено се забележителни во изворишните делови на речиси сите водотеци на височина од околу 2.000 m. Од овие, иницијални зарамнини, се издигнуваат голем број врвови високи и над 2.500 m. Површите се сметаат за некогашни (стари) зарамнети простори - пинеplen, кои, при создавањето на планината се издигнати до денешните височини. Врз нивната морфопластика во подоцнежните

сл. 64, Мала Враца (2.536 m), фото Меловски



фази делува флувијалната, а во текот на плеистоцен и глацијалната и периглацијална морфогенеза (Belij, Kolcakovski 1997) Со тоа површните се здобиле со полигенетски карактер. Флувиогенудацискиот релјеф, освен во највисоките делови на Шар Планина, каде доминира фосилниот глацијален и фосилните и рецентни периглацијални појави, претставува доминантен морфогенетски елемент. Од највисоките делови на Шара кон дното на Полошката Котлина се спуштаат голем број помали и неколку поголеми планински водотеци. Поради големиот наклон на планината сите тие изградиле длабоки долини, кои на места имаат и клисурест карактер. Самите речни корита се карпести, со голем пад речиси до крајот на средниот тек. Тоа условило долж речните корита да се изградат голем број брзаци, слапови и помали водопади. Некои водопади имаат и конкретни имиња, како Горна и Долна Скала на Беловишка Река и др. Во изворишниот дел на Вратничка Река некои од водопадите се високи и до 10 m. Поради незначителната појава на карбонатни карпи, нивната слаба моќност и некомпактност (распространети во вид на помали или поголеми греди, ленти и помали оази) карстните форми на Шар Планина иако се забележуваат на одделни локалитети, не претставуваат значајна морфолошка појава. Нешто позначајни карстни форми (исклучиво површински) се забележуваат во југоисточниот дел на планината (Враца), односно во изворишните делови на Маздрача. Во подножјето на Црн Камен (2.376 m) и Расангул (2.383 m) во тријаски варовници се изградени голем број вртачи кои се јавуваат и во палеозојските мермери околу Дедел Бег (2.221 m). Посебно се интересни вртачите во подножјето на Мал (2.702 m) и Голем Турчин (2.748 m), кои се наоѓаат на околу 2.500 m надморска височина.

Кон крајот на XIX век е навестено дека и на Балканскиот Полуостров била присутна плеистоцената глацијација. Всушност, искачувајќи се токму на Шар Планина, под врвот Љуботен Cvijic (1891) забележал глацијални траги - циркови. Подоцнежните истражувачи ги продлабочуваат сознанијата за *глатијалниот релјеф* на Шар Планина, како и на останатите високи планини на Балканскиот Полуостров. Може да се каже дека од највисоките делови на планината глечерите за време на последната вирмска глацијација на плеистоценот се спуштале во сите правци. Најмоќните биле насочени кон исток и југоисток но и кон север и североисток. Имало и такви што се движеле кон северозапад, а незначително и кон југозапад. Како резултат на глацијалната ерозија и со нејзе создадените голем

број циркови главното планинско било на Шар Планина се здобило со мрежест изглед. Посебно внимание во највисоките делови на Шар Планина предизвикува појавата на *перијацијален релјеф* (Белиј 1994). Овој природен феномен на територијата на Шар Планина што припаѓа на Република Македонија досега не бил предмет на научна опсервација. Забележаните периглацијални релјефни форми (фосилни и рецентни) на одделни локалитети на Шар Планина што припаѓаат на територијата на Косово сутерираат за нивно присуство и во делот на планината што се наоѓа во Република Македонија.

Планината **Пелистер** или Баба (Пелистер, 2.601 m), како што често погрешно се означува на географските карти, се наоѓа помеѓу Преспанската Котлина на запад и Пелагониската на исток. На север, со маркантниот превал Ѓавато (1.167 m) морфолошки е одвоена од планината Бигла (Голем Камен, 1.656 m), додека на југ, преку превалот Вигла (1.505 m) се надоврзува на Нередска Планина (Вич, 2.125 m). Должината на планината Пелистер во меридијански правец изнесува 35 km, додека во напореднички достигнува околу 20 km.



сл. 65, Геоморфолошка карта на највисоките делови на планината Пелистер, според Колчаковски (2001)



сл. 66, Зимски пејсаж на планината Пелистер; камено море (во преден план), лавински коридори (лево) и нивационен цирк (десно)

Планината Пелистер, над 1.000 m височина во Република Македонија има површина од околу 370 km². Од оваа површина 174 km² (47,0 %) се наоѓат на височина од над 1.500 m. Просторот на планината над 2.000 m во Република Македонија е претставен со 38,07 km², додека во соседна Грција со 8,13 km². На планината Пелистер се застапени голем број врвови, од кои, како помаркантни се истакнуваат: Пелистер (2.601 m), потоа Стив (2.468 m), Голема Чука (2.179 m) и Муза (2.350 m). Други, позначајни врвови на Пелистер се: Мала Чука (2.009 m), Два Гроба (2.134 m), Големо Стапало (2.415 m), Илинден (2.542 m), Јоргов Камен (1.741 m) и Козји Камен (2.135 m).

Пелистер, како батолит (примарна структура), низ комплицираните и во повеќе фази тектонски активности се стекнал со одреден број на секундарни структури: регионални и локални раседи, антиклинали и синклинали. Со неотектонските меѓублоковски раседни дислокации планината е издигната во типичен хорст помеѓу Преспанската и Пелагониската Котлина. Значаен одраз во натамошната диференцијација, а особено во натамошното издигнување на хорстот Пелистер има младо-влашката (гинц-миндел) и бакинската (миндел-рис) орогена фаза. Диференцираните вертикални движења не се завршени и се карактеризираат со максимално издигнување (+6,0 mm/год), додека околните котлини (грабени) според темпото на из-

дигнување (Преспанската +3,0 mm/год и Пелагониската +3,0 mm/год) застануваат во однос на хорстот Пелистер (сл. 56).

Палеозојските шкрилести карпи на планината Пелистер се значително застапени, а воедно имаат и голема регионална распространетост. Според теренските опсервации и лабораториските испитувања се издвоени: серија на кварц-серицитски и зелени шкрилци и филоидна серија. Покрај нив и разните гранито-



сл. 67, Пелистер (2.601 m), трета по височина планина во Република Македонија, несортирани громади (периглацијален релјеф) на врвот Муза (2.350 m)

идни карпи имаат палеозојска старост. Серијата на кварц-серицитски и зелени шкрилци во однос на поширокиот регион е застапена исклучиво на планината Пелистер, Покрај палеозоикот, како втора основна стратиграфска компонента на планината Пелистер се тријаските формации. Тие се незначително помалку присутни од претходните, постари палеозојски членови. Во рамките на тријас се издвоени: габрови, дијабази, долерити, како жилни еквиваленти на габро-дијабазната магма и најмладите мермекитски гранити.

Од структурниот релјеф како доминантна морфолошка појава на планината Пелистер се истакнува главниот планински гребен. Од Козји Камен (2.180 m) до Муза (2.350 m), во должина од околу 15 km, планинскиот гребен има правец на протегање северозапад-југоисток, додека од Муза дотогашниот правец го менува во меридијански. До врвот Крив Камен (2.155 m) на македонско-грчката граница се протега во должина од околу 10 km. Тоа значи дека вкупната должина на главниот планински гребен, на територијата на Република Македонија изнесува 25 km. На планината Пелистер и покрај значителната височина, поради малото количество врнежи, глечерската состојба била ограничена само во најпогодните за тоа орографски средини. Потврдена е егзистенцијата на три мали глечери (мразници). Во текот на вирмскиот климатски минимум глечерите во цирковите на де-

нешните Мало и Големо Езеро се одликувале со висечки карактер. Кон крајот на вирмскиот глацијал, помеѓу стар и млад дријас (13,450 - 10,250 год BP) глечерите се повлекле во внатрешните, рабни делови на цирковите. Во оваа фаза оставиле стадијални (челни) морени, што пак, по нивното дефинитивно исчезнување (топење) е овозможена егзистенција на глацијални езера. Од мезорелјефните периглацијални појави на Пелистер доминираат камените реки, најрепрезентативната ваква појава на Балканскиот Полуостров, потоа каменото море и неколку нивациони циркови (Колчаковски 2001). Од микро-релјефните периглацијални форми во највисоките делови на планината се забележуваат: камени јазици, тревни тераси, слизнати блокови и одредени недоволно диференцирани форми.

Планинскиот масив **Јакупица** (Солунска Глава, 2.540 m), кој го зафаќа централниот дел на Република Македонија, според површината над 1.000 m надморска височина (1.262 km²) ги надминува сите останати високи планини. Тоа е маркантен масив на кого припаѓаат повеќе планински целини, меѓусебно морфолошки, а повеќето и структурно поврзани во една целина. Свкупниот масив е познат по народниот топоним „Мокра“ Планина, но во литературата и на географските карти речиси исклучиво се користат називот Јакупица. Всушност, прецизно дефинирано на Јакупица припаѓаат централните делови на масивот. околу врвот Солунска Гла-

сл. 68, Јужниот дел на планинскиот масив Јакупица (Мокра) со Нежиловски стени и највисокиот врв Солунска Глава (2.540 m)

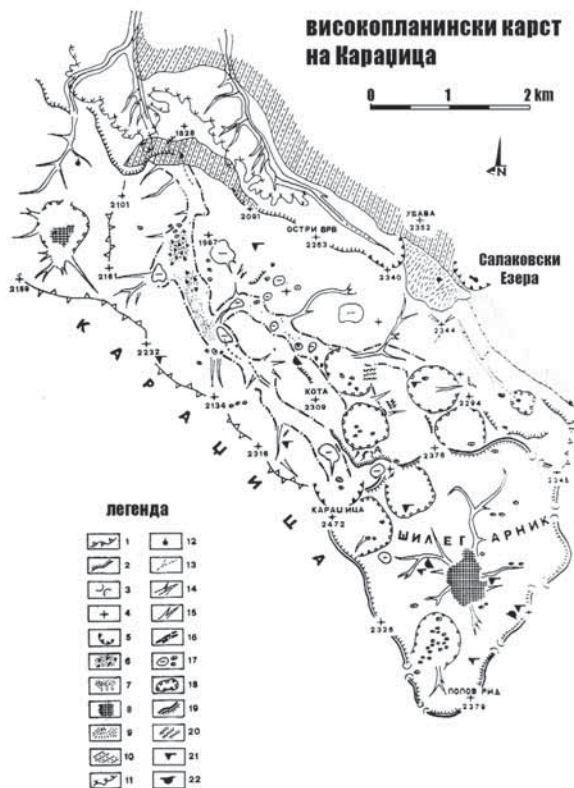




сл. 69, Бегово Поле во централниот дел на планинскиот масив Јакупица

ва (2.540 m), Нежиловски Карпи, како и југоисточниот гребен (Кале, 2.112 m). Од овој, централен простор (Јакупица), речиси низ сите страни „свездесто“ се издвојуваат засебни планински целини. На северозапад е Караџица (2.472 m), кон североисток Шашковица (2.186 m) и во нејзино продолжение Пепељак (Убава, 2.352 m). Помеѓу нив, на север кон Брезница се протега Сува Планина (Мирска Вода, 2.179 m). На исток се наоѓа Голешница (Лисец, 1.935 m) а на југозапад Даутица (2.178 m).

Структурниот блок Јакупица (Мокра) се наоѓа во крајниот северен дел на Пелагонискиот-хорст антиклинориум и е негов најиздигнат дел. Кон запад (Поречки Басен) се граничи со мошне изразени раседи долж кои во неотектонската етапа се вршени релативни сместувања со амплитуда и над 1.000 m. Маркантна руптура со механизам на вертикално сместување се јавува на потегот Самоков - Караџица. Долж овој расед, долг 18 km, југоисточното крило е поиздигнато од северозападното. Особено значајни вертикални движења се вршени и долж Бабунскиот расед (долг 14 km), со спуштање на западното крило на Бабунската антиклинала. Лушпесто навлекување е регистрирано долж Патишката дислокација, каде гранитските микашести се навлечени над калцитските мермери, како и на планината Китка (1.569 m), каде дволискунските гнајсеви се навлечени преку рефеј-камбриските зелени шкрилци.



сл. 70, Геоморфолошка карта на карстни појави во делот на Караџица, според Колчаковски (1988)



сл. 71, Југозападниот гребен на масивот Мокра, познат како Јакупица со маркантна појава на камен глечер

Според геолошките карактеристики планинскиот масив Јакупица може да се подели на две основни целини. На североисток, исток и југоисток доминираат прекамбриски дволискунски гнајсеви, гранитски микашисти и микашисти кои на места се пробиени со гранодирити од иста старост. Централниот (највисок) и западниот дел на масивот е изграден од сиви среднозрнести калцитски мермери, а од Солунско Поле кон Даутица се сретнуваат и темноси-ви до црни среднозрнести мермери. На гребенот на Шашковица (2.186 m) контактот помеѓу споменатите мермери и гранитските микашисти е претставен со долга лента на прекамбриски циполини и мермери. Во западните, пониски делови, кон Поречкиот Басен се застапени белосиви ситнозрнести доломити, а на север (Сува Планина) среднозрнести сивобели калцитски мермери. Староста на мермерите на Јакупица е мошне проблематична. Повеќе истражувачи изнесуваат различни мислења што се движат од тријас до прекамбриум. Од земените на повеќе места проби за палеонтолошко датирање (конодонтна метода), не се добиени позитивни резултати. Според литолошките карактеристики, како и според нивниот однос кон соседните формации, мермерите најчесто се определуваат како прекамбриски.

Според севкупните релјефни карактеристики планинскиот масив Јакупица претставува еден од најкомплицираните простори (високи планини) во Република Македонија. На Јакупица речиси сите генетски релјефни појави, ос-

вен вулканските (палеовулкански) се силно изразени. Доминира структурниот, глацијалниот, карстниот (површински и подземен), флувиоде-нудацискиот, но и периглацијалниот релјеф. По своите морфоструктурни особености, како што е напоменато, планинскиот масив Јакупица (Мокра) е поделен на повеќе целини. На одделни простори, како изворишните делови на Кадина Река, северните делови на Сува Планина, па и на самиот централен дел на масивот се застапени полигенетски површи. Тоа се реликти на некогашниот пинеplen издигнати до денешните височини, но и моделирани - дисецирани со подоцнежните егзогени процеси (карстни, глацијални, флувијални).

Глацијалниот релјеф на Јакупица е детално проучуван од Јовановиќ (1928), а делумно дополнет од Манаковиќ (1961). Според проучувањата е забележано присуството на неколку поголеми глечери. Патишкиот бил со должина од 10 km, Кадинскиот 10,6 km, Крапскиот 11 km. Тие и неколку други помали глечери во највисоките делови на планината оставиле видливи траги во релјефот (валови, циркови, моренски наслаги). Цирковите се особено карактеристични за североисточните делови на Шашковица.

Од карстниот релјеф на Јакупица доминираат неколку карстни полиња и поголеми број подземни карстни форми, посебно пропасти. Кадино Поле (Бегово), кое се наоѓа на североисток од врвот Солунска Глава по својот поставок е полигенетско, т.е. тектонско, карстно, но и глациокарстно. Солунско Поле (7,5 X 3,7 km)

е едно од најкарактеристичните високопланински карстни полиња на Балканскиот Полуостров, со бројни вртачи, фосилни понори (пропасти) и специфичните карстни котли. Во неговиот југозападен дел се наоѓа една од најголемите пропасти во Македонија, со длабочина од 450 m. Шилегарник (3,4 X 2,8 km) со зарамнето дно на 2.050 m, е карстно поле на најголема надморска височина на Балканскиот Полуостров. Овде е и една од највисоките пештери на Полуостровот (Алена, 2.114 m височина). На Караџица има појава на специфични меандерски шкрапи, на Сува Планина се сретнуваат неколку карстни ували, скарстени долини, но и повеќе пропасти, меѓу кои има и мразни (сл. 137). Во подножјето на Нежиловски Карпи се наоѓа најголемата од досега истражените пештери на Јакупица - Извор на реката Бабуна, со должина од 550 m (со најновите истражувања должината на пештерата достигнала 2.500 m).

Периглацијалниот релјеф во Македонија првично е забележан и истражуван на планинскиот масив Јакупица, поточно на југозападните падини на врвот Солунска Глава (Манаковиќ 1962). Вредно е да се спомене и незабележаната за другите балкански простори, појава на маркантен карпест глечер, каков што е на југоисточниот гробен на Јакупица (сл. 71).

Планината **Нице**, многу попозната по името на својот највисок врв Кајмакчалан (2.520 m) се наоѓа во јужниот дел на Република Македонија. Долж нејзиниот основен гробен се проте-

га границата со соседна Грција. Тоа е петта по височина, односно последна од планините во Македонија што ја надминуваат височината од 2.500 m. Воедно, Нице од овие планини има најмала површина над 2.000 m (8,3 km²). На запад е ограничена со Пелагониската, а на југ со Островската (Костурска) Котлина. На север е Скочивирската Клисура на Црна Река, додека на исток морфолошки се надоврзува на планината Козјак (Голем Козјак, 1.814 m). Покрај нејзиниот највисок врв Кајмакчалан (2.520 m) како втор по значење се истакнува врвот Нице (2.361 m), но и Старков Гроб (1.876 m).

Планината Нице е дел на неотектонскиот Селечко-кајмакчалански блок. Терените на овој блок, изградени од прекамбриски карпести маси во неотектонската етапа се зафатени со процеси на релативно издигнување. Ваквите процеси позразено се манифестираат во склопот на масивот Нице, а послабо на терените на Селечка Планина. Фактички, долината на Црна Река (Скочивирска Клисура) го одвоила блокот на две морфолошки целини (Колчаковски 2004).

Западниот дел на Нице во структурен поглед претставува антиклинала со правец на протегање на нејзината оска од Старков Гроб (1.876 m) кон северозапад. Јужно од врвот Нице (2.361 m) со ист правец (ји - сз) е издвоена синклинална структура. Геолошкиот состав на планината Нице во однос на останатите високи планини во Република Македонија е значително поедноличен. Речиси целата планина, од Скочивирската



сл. 72, Кајмакчалан (2.520 m), највисокиот врв на планината Нице

Клисура до највисоките врвови е изградена од прекамбриски творби. Како најзастапени се истакнуваат мусковитските и мусковитско-биотитски гнајсеви. Во централниот и крајниот западен дел присутни се и гранитски микашисти. Во нив, на повеќе места се забележуваат пробиви на порфирски и масивни, средно до крупнозрнести гранодиорити. Во источниот дел на планината, во околината на врвот Сокол (1.822 m) се застапени сиви до сивобели доломитски мермери за кои, исто така, се смета дека имаат прекамбриска старост. Тоа е маркантна карбонатна греда што се протега далеку на север.

Генерално правецот на протегање на основниот планински гребенот на планината Нице е со правец југозапад - североисток. Поточно од Рогош (1.353 m) кон Старков Гроб (1.876 m) е со правец север - североисток, а од Старков Гроб до највисокиот врв на планината Кајмакчалан (2.520 m) гребенот го менува својот правец кон исток, со благо скршнување кон југоисток. Од Кајмакчалан до врвот Нице (2.361 m) има речиси меридијански правец, за од него кон врвот Сокол (1.822 m) повторно да се здобие со североисточен правец. Вкупната должина на вака опишаниот гребен на планината Нице изнесува 27 km. Неговата праволиниска должина од Рогош до Сокол е 20 km.

Геолошкиот состав на планината Нице (силно метаморфизирани прекамбриски шкрилци) условил доминација на флувијалниот и на денудацискиот релјеф. Особено впечатливи се долините на реката Коњарка и Трновеичка Река, кои од највисоките делови на Нице се спуштаат до Скочивирската Клисура на Црна Река. Во

највисоките делови, особено на северните падини на Кајмакчалан, на височина помеѓу 2.400 - 2.500 m и западно од врвот Нице, на височина од 2.200 - 2.300 m се забележуваат слабо диференцирани периглацијални тревни тераси.

На планината Нице (Кајмакчалан, 2.520 m) и покрај достигнатата значителна височина со која се здобила со процесот на диференцираните неотектонски дижења, денес во релјефот не се забележуваат траги на глацијална ерозија. Во колку и постоела одредена заглечереност со делување на постглацијалните флувиоденудациски процеси нејзините траги се уништени (Колчаковски 2004). Недостатокот на фосилен глацијален релјеф, т.е. непостоењето на плеисточена (вирмска) глацијација на оваа планина се објаснува со недоволното количество на врнежи во тој период, кои од запад кон исток (внатрешен дел на Полуостровот) се намалуваат.

Високи планини (над 2.000 m нв)

Планината **Бистра** (Меденица, 2163 m) се наоѓа во западниот - северозападен дел на Република Македонија. Морфолошки со превалот Стража (1.211 m) на исток е одвоена од планината Буковик (1.528 m). На југ, преку превалот Јама (1.507 m) се надоврзува на Стогово (2.268 m), додека нејзината западна граница е определена со долината на реката Радика. На север преку врвот Бунец (1.995 m) се надоврзува на Ничпурска Планина (2.194 m) - дел од Шар



сл. 73, Карстното поле Тони Вода во централниот дел на планината Бистра

Планина. Иако терените над 2.000 m височина на планината Бистра се претставени со нецели 6 km², според површината над 1.500 m (237,9 km²) таа е на второ место во Република Македонија, веднаш зад Шар Планина. Покрај највисокиот врв Меденица (2.163 m), како позначајни врвови на планината Бистра се истакнуваат: Курков Дол (2.111 m) и Брзовец (2.051 m) во централните делови, врвот Бистра (2.101 m) во јужниот и Чаушица (2.015 m) во крајниот северозападен дел.

Како морфоструктурна целина Бистра значително се разликува од околните хорстови бидејќи во неотектонската етапа е релативно послабо издигната. Највисоките делови на блокот (хорст) се застапени со „денудациска зарамнина“, која е создадена во почетокот на неотектонската етапа, кога преовладувале процеси на пиеплеинизација - зарамнување, во однос на идните диференцирани неотектонски движења. Бистра во својот јужен дел е одвоена од Стогово со регионална структурна дислокација - Јамски расед. Раседот се одликува со попречен правец на протегање (58 km), од Бошков Мост и долината на Гарска Река, преку превалот Јама (1.507 m), јужно од Кичево до Македонски Брод, каде контактира со Поречкиот расед. Активноста на оваа дислокација е многу позначајна во преднеотектонската отколку за неотектонската етапа. Во преднеотектонскиот период се вршени обемни пореметувања со хоризонтални сместувања. За разлика од тоа, неотектонските пореметувања се однесуваат како незначителни диференцирани вертикални движења. Ваквите процеси овозможиле Стоговскиот блок да се издигне повисоко од Бистра за околку 200 m (Колчаковски 2004).

Геолошкиот состав на планината Бистра е разновиден до комплициран. Во северниот дел на планината (пошироките терени на Мавровската Котлина) главно доминираат палеозојски филитоиди но и бројни тела на карбонатни шкрилци и плочести мермери со иста старост. Бројни се и помали тела на палеозојски метадијабази. На југ од Мавровското Езеро се застапени палеозојски филитоиди и поголеми тела на доломитски, криноидски и плочести палеозојски мермери. Јужно од нив широко се распространети тријаски плочести варовници, а појужно, кон долината на Гарска Река, повторно доминираат палеозојските филитоиди. Во југоисточниот дел се застапени камбриум-ордовициумски зелени шкрилци, филити и мермери, додека во крајните јужни - југозападни делови се сретнуваат тријаски масивни варовници и крелни флишоидни седименти.

Во највисоките делови на планината Бистра геолошкиот состав условил да доминираат

карстните појави. На одделни места, како што е јужниот дел на Суво Поле, гребенот Султаница и други простори се застапени бројни вртачи, често и до 50 на 1 km². Главна одлика на планината Бистра се повеќе помали карстни полиња. Такви се: Говедарник, Бардаш, Султаница, Суво Поле, Три Бари и др. Едно од најинтересните е карстното поле Тони Вода. Неговата должина изнесува 5 km, со површина на зарамнетото дно од околу 1,5 km². Во северниот дел на полето е присутен активен понор (сл. 208). Од регистрираните пештери на планината Бистра, најголема е Алилица (500 m) во долината на Тресонечка Река. Во северниот дел на планината, во непосредна близина на хотелот „Бистра“ (Маврово) се наоѓа и пештерата Марго или Шаркоа Дупка. Глацијалните траги на Бистра првично се забележани од *Несџоровски* (1968), додека детално се проучени од *Манаковиќ* - *Андоновски* (1983). Глацијалните форми (неколку циркови и моренски наслаги) се изградени на север од Меденица (2.163 m) долж гребенот Чаушица.

На исток од Бистринскиот се наоѓа Песјачкиот, додека на североисток е Сувогорскиот Блок. Последните два блока може да се сметаат за единствена морфолошка целина (**Сува Гора**). Овој морфоструктурен комплекс на северозапад е ограничен со Полошката Котлина, на исток со Поречкиот Басен додека на југозапад е Кичевската Котлина. Само мал, незначителен дел на Песјачкиот блок (0,3 km²) и тоа околу врвот Добра Вода (2.065 m) се наоѓа над 2.000 m височина. Песјачкиот блок ги вклучува терените на Песјак (Коњарник, 1.874 m), Челоица (Добра Вода, 2.063 m) и планината Буковик (Тепе, 1.582 m).

Неотектонските издигнувања многу интензивно се манифестирани на терените на Песјак - Челоица отколку на Буковик. Блокот речиси од сите страни е ограничен со раседи, од кои, најмаркантните се долж источниот раб, кон Поречкиот Басен. Кон север - североисток, преку превалот Пеклиште (1.390 m) Песјачкиот блок морфолошки се надоврзува на Сува Гора (Дупен Камен, 1.857 m). Како дел на Сувогорскиот блок, освен планината Сува Гора се и терените на Осој и Водно. Најголемиот дел на планината Буковик е изграден од палеозојски калцитски сивобели масивни мермери. Тие се обработени, исто така, со палеозојски филитоиди и зелени шкрилци. Челоица и Песјак се изградени од графитични, кварц - мусковитски и други палеозојски шкрилци, а е застапено и едно поголемо гранитско тело со иста старост. Помеѓу Сува Гора и Челоица се сретнуваат и јурски гранодиорити. Најголемиот дел на Сува Гора, освен ис-

точните падини кон Поречкиот Басен (прекамбриски мермери) е изграден од мермеризирани тријаски сивобели варовници.

Сувогорскиот блок во текот на неотектонската етапа е зафатен со рамномерно издигнување на целата негова површина без присуство на некои позначајни деформации. Ваквото нешто се потврдува и со добрата сочуваност на површта од времето на преднеотектонската пинеценизација. Денес тоа е скарстена површ на височина од околу 1.600 m. Морфопластиката на Сува Гора условила да се одликува со значителна површина над 1.000 m надморска височина. Според површината помеѓу 1.000 - 1.500 m (40,18 km²) таа е на второ место во Република Македонија по Јакупица. На планината Буковик доминира карстниот релјеф, со голем број вртачи, но и помали скарстени долини. Од подземните карстни форми, јужно од селото Горна Ѓоноица, значајна е пештерата „Убавица“ (1.010 m должина), една од најатрактивните пештери во Република Македонија. На Песјак и Челоица доминираат флувијалниот и флувиоденудациски релјеф, додека на Сува Гора особено се изразени површинските карстни форми меѓу кои има и помали карстни полиња.

Стогово (Голем Рид, 2.268 m), преку тектонската преседлина, превалот Јама (1507 m), претставува природно продолжение на планината Бистра, која на југоисток, преку превалот Рудина (1.762 m) се надоврзува на плани-

ната Караорман (Орлов Камен, 1.794 m). Стогово има типичен „динарски“ правец на протегање (северозапад - југоисток). Вкупната должина на планината (заедно со Караорман), помеѓу реката Радика на север и Струшкото Поле на југ достигнува 30 km. Широчината на планината Стогово, помеѓу Дебарското Езеро на запад и селото Кленоец на исток, изнесува 17,5 km. Планината Стогово, која во целост се наоѓа на територијата на Република Македонија, заедно со нејзиното морфолошко продолжение Караорман, над 1.500 m зафаќа површина од 144 km², додека 13,9 km², и тоа само на планината Стогово, се на поголема височина од 2.000 m.

Слично на другите планини во западниот дел на Македонија, Стогово, исто така, се издвојува како засебна морфотектонска целина со значителни размери. Од североисток, југозапад и југ е ограничена со длабоки раседи и заедно со Караорман претставува хорст. Подрачјето на Стогово, особено неговиот североисточен дел се јавува како тектонски јазол, каде доаѓа до колизија на разноориентирани навлаки. Важна структурна форма во северните делови на Стогово е лушпата Кленоец, каде старопалеозојските шкрилци се навлечени кон север преку тријаските творби. Во југозападниот дел е карактеристична Похумската лушпа со навлекување на палеозојските шкрилци преку тријаски карбонатен комплекс. Во северниот дел на Стогово доминира креден флиш, додека во североисточ-



сл. 74, Рецентни ерозивни процеси во внатрешноста на цирк во источниот дел на планината Стогово

ните делови, кон превалот Јама (1.507 m) се застапени тријаски банковити, масивни и плочести варовници. Нив ги има и во централниот, највисок дел на планината. Во источниот и југоисточниот дел на планината Стогово се застапени камбриум-ордовициумски шкрилци. Тие на места се пробиени со девонски риолити, а значително повеќе со јурски габрови и дијабази.

На Стогово доминираат три главни и два споредни гребени. Јужниот гребен почнува од врвот Бабин Срт (2.224 m) и се движи на југоисток, преку Ржански Рид (2.139 m) кон Алипашиница (2.075 m). Преку Зонашкиот расед, односно превалот Рудина (1.762 m) гребенот продолжува на планината Караорман (Орлов Камен, 1794 m). Овој превал може да се смета и за морфолошка граница помеѓу Стогово и планината Караорман. Североисточно од Бабин Срт (2.242 m) се протега гребенот на Голема Мегданица Тој завршува северно од врвот Османица (1.953 m) и за разлика од претходниот се одликува со значителна поголема широчина. Од Бабин Срт (2.242 m) на северозапад, преку Канеш (2.218 m) и Голем Рид (2.268 m) кон врвот Стогово (2.218 m) се протега третиот доминантен

гребен. Овој гребен морфолошки е мошне дисециран, со појава на повеќе превали. Гребените, особено нивните источни падини, во текот на вирмската глацијација биле делумно заглечерени. Според реконструкцијата на фосилниот глацијален релјеф (циркови, моренски наслаги), заглечерената површина на планината Стогово изнесувала околу 16 km², или 30 % од површината над 1.800 m надморска височина (Колчаковски 2002). Во централниот, највисок дел на планината Стогово, особено помеѓу врвовите Голем Рид (2.268 m) и Канеш (2.218 m) се застапени и периглацијални релјефни форми (нивациони вдлабнатини, камени прстени и тревни тераси).

Планината **Јабланица** (Црн Камен, 2.257 m) се наоѓа на северозапад од Охридскиот Басен (западно од долината на Црн Дрим). помеѓу Охридската и Дебарската Котлина. На Република Македонија и припаѓаат нејзините источни делови, додека западните се наоѓаат во соседна Албанија, помеѓу долините на реката Skumbini и изворишните делови на реката Okstunit. Праволиниската должина на планината во меридијански правец изнесува 45 km, додека нејзината широчина достигнува 25 km (во Република Македонија 7,5 km).

Контактот помеѓу хорстот Јабланица и Охридскиот грабен уште одамна во литературата е познат како Дримска зона. Оваа раседна дислокација на север, по долината на Црн Дрим незначително го менува својот правец кон Дебарската Котлина и понатаму со ист правец продолжува во Албанија. Во јужен, речисти меридијански правец, раседната дислокација се движи по источното подножје на Мокра Гора (Мукал 1.622 m) кон Корчанската Котлина. Од западната страна (територија на Албанија) Јабланичкиот блок е условен со источната рамка на Шкумбија. Јабланица е типично инверзна геоморфолошка структура (хорстсинклинала) која во релјефот на овој дел од просторот претставува најиздигнат дел. Подрачјето на планината Јабланица со вертикални, главно длабински раседи е пресечено на повеќе блокови. Раседната концентрација е особено карактеристична за долината на Беличка Река.

Најстарата стратиграфска единица во западниот дел на Република Македонија, палеозоикот, на планината Јабланица е претставена со девонски филитични шкрилци. На подрачје помеѓу Беличка Река на југ и Јабланичка Река на север, широко се распространети тријаските седименти и добар дел на јурски магматски карпи. Тријаските песочници и глинци лежат директно над палеозојските метаморфити. Површински се манифестираат јужно од Вевчанско-



сл. 75, Геоморфолошка карта во централниот, највисок дел на планината Стогово, според Колчаковски (2002)



сл. 76, Врвот Стрижак (2.233 m) со атрактивна појава
на камени струи, фото Меловски



сл. 77, Маркантниот цирк на Подгоречкото езеро на
планината Јабланица



сл. 78, Геоморфолошка карта на високопланинскиот предел на Јабланица, според Колчаковски (1999)

то Езеро, кон долината на Беличка Река и југо-источно од Стрижак (2.233 m). Најголема распространетост има карбонатната фација, која е застапена со плочести варовници со рожњаци и масивни варовници. Перидотитско-серпентинските и габро-дијабазните маси, кои ги пробиваат тријаските седименти на планината Јабланица се поврзани со јурскиот магматизам. Тие делумно ги пробиваат а делумно (како изливи) ги покриваат палеозојските метаморфни карпи и тријаските седименти. Во највисоките делови на Јабланица, почнувајќи од изворишниот дел на Беличка Река, во должина од околу 8 km на север, развиена е маса на јурски конгломерати. Изградени се од солидно заоблени облупоци на

дијабази, габрови и варовници и се мошне цврсти.

Гледано во целина, планината Јабланица има незначително лаковидна форма со меридијански правец, засводена кон запад. Главниот планински гребен се наоѓа помеѓу десниот изворишен крак на Беличка Река (1.850 m) и Лакавичка Река (1.410 m) на север. Должината на гребенот изнесува околу 10 km и истиот претставува државна граница помеѓу Република Македонија и соседна Албанија. На југ од него се протега Беличкиот гребен (Чумин Врв 2.125 m), кој преку превалот Кафа Сан (931 m) се надоврзува на Мокра Гора (1.622 m) во соседна Албанија. Северно од Лакавичка Река се истакнуваат врвовите Радуч (2.083 m) и Стрмница (1.904 m), а понатаму на север, кон долината на Црн Дрим и врвот Ветерник (1.348 m). Во јужниот дел на планинскиот гребен се наоѓа највисокиот врв Црн Камен (2.257 m), додека во североисточниот дел е маркантниот врв Стрижак (2.233 m). Гребенот на север завршува со врвот Каменар (2.055 m). Источно од главниот планински гребен, главно во напореднички правец, се протегаат неколку помали гребени. Помеѓу нив се изградени маркантните глацијални циркови на планината Јабланица.

Најбројни глацијални траги на планината Јабланица се цирковите. Регистрирани се 5 класични цирка, како и неколку помали, слабо изразени циркови. На источната падина, помеѓу Чумин Врв (2.125 m) и Стрижак (2.233 m), еден по друг (меридијански) се наредени пет доминантни цирка. Тие денес ја претставуваат основната морфопластика во највисокиот дел на планината. На Јабланица е регистриран и помал валов со приближно напореднички правец на протегање. Тој започнува од излезниот дел на Горниот (северен) Лабунишки цирк, а завршува со добро зачувана челна морена кај месноста Браница (1.732 m). Во текот на максималното заглечување мразниците на планината Јабланица (територија на Република Македонија) зафаќале вкупна површина од околу 11 km² (Колчаковски 1999). Меѓутоа и при својата максимална изразеност веројатно егзистирале единечно, меѓусебно одвоени. На планината Јабланица, главно над 1.800 m надморска височина забележителна е појавата на фосилни (плеистоцени и холоцени) и рецентни мезо и микрорелјефни периглацијални форми. Од фосилните, исклучиво мезорелјефни појави се регистрирани неколку нивациони циркови и два карпести глечери. Од рецентните појави доминираат тревни тераси, слизнати блокови, како и ретката појава на камени полигони.

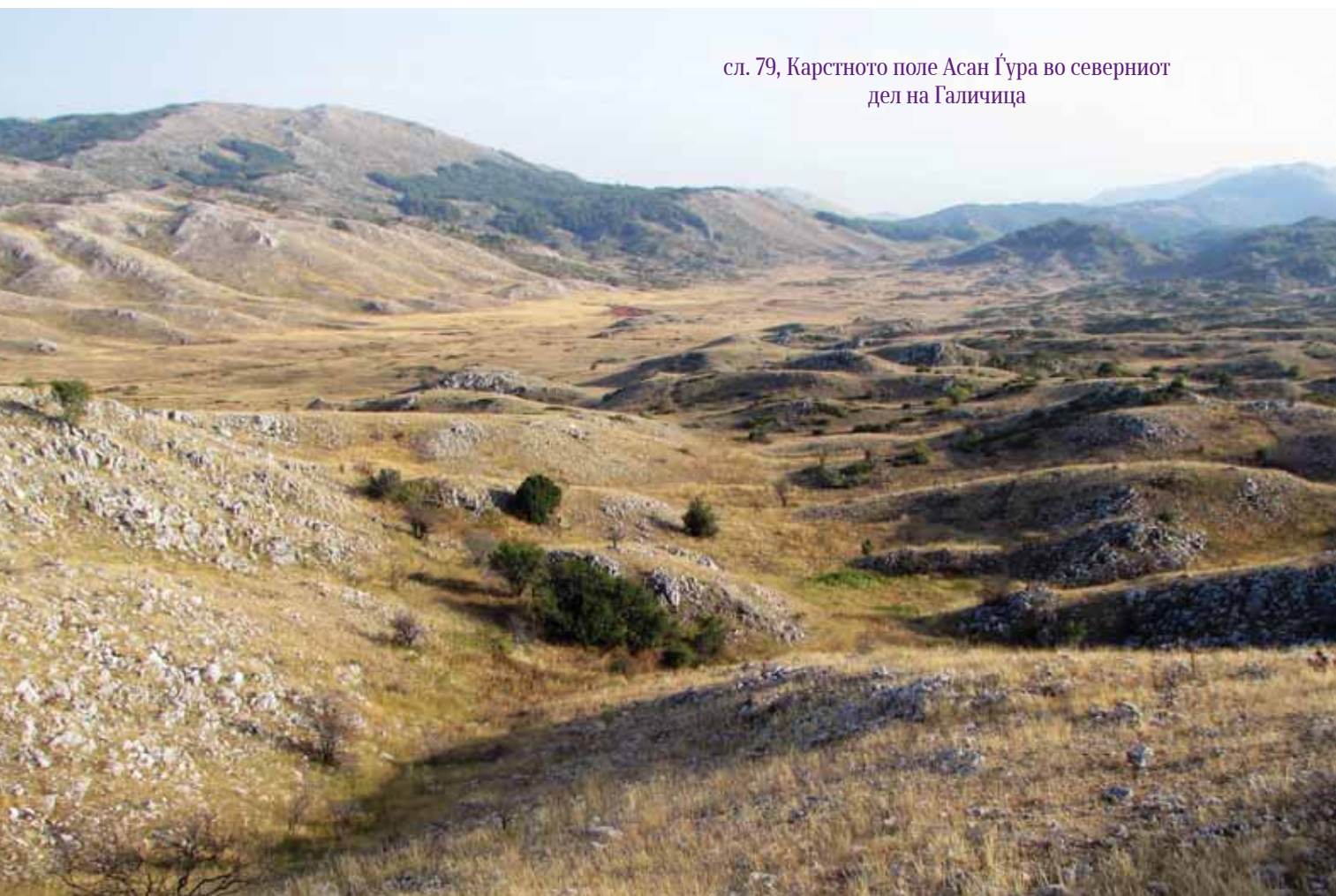
Планината **Галичица** (Вир, 2.288 m) со својата височина претставува доминантна релјефна појава (хорст) сместена помеѓу Охридскиот Басен на запад и Преспанскиот на исток. Има издолжена форма со меридијански правец во должина од околу 50 km, додека нејзината најмала широчина (с. Трпејца - с. Лескоец) изнесува 10 km. На планината Галичица само крајните јужни делови (Стара Галичица) се издигнуваат над 2.000 m надморска височина. Површината на ваквиот простор на територијата на Република Македонија изнесува 7,2 km², додека во соседна Албанија истиот зафаќа 11,6 km².

Според структурните карактеристики Галичица претставува типичен (маркантен) хорст, кој со доминантните неотектонски меѓублоковски раседи е издигнат. Максималното вертикално движење во западниот дел на Галичица, односно помеѓу нејзе и Охридскиот грабен е остварено долж систем на скалести раседи. Од Подгорје (Албанија), раседната структура поминува јужно од Горбеч (1.749 m) и избива во Костурската депресија. Источната страна на хорстот Галичица тектонски контактира со Преспанскиот грабен. На север раседот исчезнува во палеозоикот на Плакенска Планина (1.918 m), додека на југ-југоисток создава контрастен отсек помеѓу малиот хорст Морава (1.808 m) и Корчанската депре-

сија. Низ централниот дел на Галичица се протега благо набрана синклинала, но поради масивноста на варовниците и интензивната радијална тектоника, со која планината е пресечена на повеќе блокови, набирањата неможе да се забележат. Синклиналната структура во најдолните делови е изградена од тријаски конгломерати кои лежат над палеозојските метаморфити (девонски филитични шкрилци). Палеозојскиот површински се манифестира во источниот дел - Стењски Залив на Преспанското Езеро. Над трансгресивно наталожените конгломерати се наоѓаат плочести варовници со рожњаци кои постепено минуваат во масивни варовници. Масивните варовници, чија моќност изнесува околу 400 - 500 m, речиси во целост ги претставуваат површинските делови на планината. На превалот Полце (1.568 m), кој ја одвојува Стара Галичица од останатиот дел на север во варовниците се најдени фораминифери со анизиска старост (Думурџанов, Ивановски 1978). Интрузиите на перидотитско - серпентински маси кои го пробиваат тријасот и помалите маси габрови и дијабази што ги пробиваат перидотитите и серпентинитите се застапени во околината на селото Љубаниште. Тие се поврзуваат со јурскиот магматизам.

Како резултат на геолошкиот состав (речиси во целост присутни карбонатни карпи), хипсо-

сл. 79, Карстното поле Асан Ѓура во северниот дел на Галичица





сл. 80, Геоморфолошка карта на Стара Галичица, според Колчаковски (1996)

метриските карактеристики (7,19 km² над 2.000 m височина) и климатските прилики (нивните промени), на планината Галичица доминантни егзогени процеси што учествувале или денес учествуваат во создавањето на релјефните форми се: карстниот, глацијалниот и периглацијалниот. Тие на просторот често се преплетуваат (надополнуваат), а се менувал и нивниот интензитет, или потполно исчезнуваат во зависност од климатските промени.

Највисоките делови на планината се претставени со флувиоденудатиска скарстена површ, која во хумидните фази со речни водотеци е диференцирана на три гребени помеѓу кои се наоѓаат мали карстни полиња. Вртачите, како најкарактеристични и најмногубројни површински карстни форми особено бројно се застапени во североисточните делови на планината. На планината Галичица се изградени четири помали карстни полиња: Асан Ѓура, Вардуљ, Ѓафа и најголемото од нив Суво Поле (4,2

X 1 km). На Галичица се истражени и десетина пештери и две пропасти. Пештерите се одликуваат со релативно мали димензии, освен Самоска Дупка која е со должина од 224 m (Манаковиќ, Андоновски, Колчаковски 1993). Длабочината на пропаста Р'блак достигнува 48 m. Надморската височина на планината Галичица и погодната морфопластика овозможиле во текот на плеистоцен (Würm) на поедини делови да се акумулира мразна маса, што пак, резултирало во создавање на глацијален релјеф. На Стара Галичица се изградени два маркантни цирка (сл. 81). Тие се наоѓаат еден над друг и имаат североисточна експозиција. Дното на долниот и помал цирк е на височина од 1.850 - 1.900 m, додека неговиот рабен дел е на 2.080 m височина. Дното на горниот цирк е на 2.030 - 2.070 m, а рабниот на 2.230 m надморска височина. Покрај цирковите, типично глацијална релјефна форма претставува и еден помал валов кој започнува од излезот на горниот цирк и се движи кон север.



сл. 81, Пејсажни карактеристики во највисоките делови на планината Кожуф

Просечната широчина на валовот изнесува околу 400 m, додека неговата должина достигнувала околу 2 km. На превалот Полце (1.550 - 1.650 m), каде доаѓало до топење на мразната маса на таложени се моренски наслаги. Покрај доминантниот карстен и фосилниот (реликтен) глацијален релјеф, на Стара Галичица рецентните климатски прилики овозможиле изградување и на периглацијални форми (Колчаковски 1996). Мразното раздробување, делувањето на снежниците и солифлукционите лизгања создале повеќе типови периглацијални форми, како камени потковици, слизнати блокови, тревни тераси, слабо сортирани дробини и др.

Планината **Кожуф** (Зелен Брег, 2.165 m) се наоѓа во јужниот - југоисточен дел на Република Македонија, помеѓу Тиквешкиот Басен на северозапад и Гевгелиско-валандовската Котлина на исток. Припадноста на мошне лабилната Вардарската Зона, условило големо разнообразие и различна старост на литолошкиот состав, но и специфики на генетски различните релјефни појави. На планината Кожуф седум врва се издигнуваат над 2.000 m надморска височина. Такви се: Зелен Брег (2.165 m), Дудица (2.132 m), Смрека (2.112 m), Порта (2.097 m) и други.

Ограничувањето на Кожуфскиот блок од сите страни е одредено со раседи, од кои, поголемиот дел се неоформи. Тенденцијата на издигнување на Кожуфскиот блок продолжува и денес со вредности од 2-3 mm/год. Како реликт на ка-

ледонско-херцинските процеси на овој неотектонски блок се јавува раседот на Коњска Река (13 km), со правец на протегање северозапад - југоисток. Од реактивираниот преднеотектонски надолжни раседи во источното подножје на Кожуф се истакнува Негорскиот расед. Морфолошки е добро изразен по целата должина (27 km), а се губи во габроидниот комплекс во североисточните падини на Висока Чука (1.388 m). Од помаркантните неотектонски дијагонални раседи (јз - си) се истакнуваат Демиркаписко-мариовскиот (75 km) и Кожуфскиот (40 km). Првиот во својот краен југозападен дел (Мајдан) послужил како доведен канал за вулкански активности. Демир-



сл. 82, Зимски пејзаж на планината Кожуф



сл. 83, Локалитетот „Длабок Дол“ на планината Кожуф

каписко - мариовската дислокација и Кожуфскиот расед претставуваат контрастни структури на Кожуфскиот морфоструктурен блок.

Планината Кожуф според геолошкиот состав е една од најинтересните (комплицирани) структури во Македонија. Во северозападните делови, до височина од 1.400 - 1.600 m старопалеозојските серпентинити, филити и песочници се препокриени со квартерни туфови. Во западните, повисоки делови на планината, доминираат масивни кредни варовници, кои во своите северни делови се, исто така, покриени со бречоиден туф. Тие и постарите, старопалеозојски филити, песочници и кварцпорфири се пробиени со квартерни амфиболски андезити. Централниот дел на планината во источниот раб е претставен со најстарите, прекамбриски мусковитско - биотитски гнајсеви. Обиколени се со мермери и циполини од иста старост. Стариот палеозоик овде е застапен со филити, кварцпорфири, циполини и филитични шкрилци. Во изворишниот дел на Сарандирска Река се застапени тријаски масивни варовници, кои се сретнуваат и кај Две Уши (1.758 m), како и на северозапад

кон реката Дошница. Во источните и североисточните, пониски делови на планината, широко се распространети тријаски габрови.

Од релјефните карактеристики на планината Кожуф на одделни делови е значајно присуството на карстни форми, но и на глацијалните, а особено на палеовулканските. Радовановиќ (1931) опишува и едно мало карстно поле кај селото Хума во источниот дел на планината, каде се сретнуваат и помали пештери и пропасти. Плеистоцената глацијација во највисоките делови на Кожуф е констатирана од Манаковиќ (1979). Според него во изворишниот дел на Коњска Река, источно од Зелен Брег (2.186 m) се изградени неколку цирка. Палеовулканските појави главно се лоцирани долж македонско-грчката граница. Претставени се со купи и вулкански игли (некови) што стрчат во релјефот неколку десетици до стотина метри. Такви се: Момина Чука, Дудица, Власов Град, Острец и др.

Осоговските Планини (Руен, 2.225 m) се наоѓаат во североисточниот дел на Македонија, а припаѓаат на Српско-македонскиот Масив. Според површината над 1.000 m (497,7 km²) тие се веднаш по Јакупица, Шар Планина и Бистра. Покрај највисокиот врв Руен (2.225 m), кој се наоѓа на самата граница со Бугарија, како позначајни се истакнуваат: Царев Врв (2.085 m) во централниот дел на масивот, Чавка (2.047 m) на територијата на Бугарија, како и голем број други, но кои не ја достигнуваат височината од 2.000 m.

Осоговскиот блок претставува попречно (исток - запад) ориентирана морфоструктура. На овој блок припаѓа подрачјето на Осоговските Планини, кои од северната страна се ограничени со регионалната Дебарско-кривоаланечка руптура, а од јужната со северните рабови на Кочанската депресија. Во источниот дел на Осоговските Планини се застапени хлоритски шкрилци, палеогени кварцлатити, дацити и андезити. Во долината на Каменичка Река тоа се палеозојски кварцно-графитични шкрилци, а западно од нив прекамбриски зрнести порфиرويدни гнајсеви и микашисти. Во околината на врвот Руен (2.225 m), долж неговите западни падини од север кон југ се менуваат старопалеозојски хлоритски шкрилци и палеозојски графитични шкрилци, меѓу кои се наоѓаат палеозојски гранитоиди. На југозападните падини на Руен се сретнуваат пробиви на палеогени кварцлатити. Западно од Руен широко се распространети микашисти и лентести гнајсеви. Од Кратово кон Пробиштип на југ, доминираат игнимбриски од дацитски состав. Тие лежат преку разни шкрилци и горнооценски седименти. Во долината на Оризарска

Река се застапени гранитски микашисти и гнајсеви, додека во долината на Кочанска Река тоа се разни старопалеозојски шкрилци и филити. Во околината на Св. Пантелеј се застапени неогени андензити, а источно од нив присутно е големо тело на јурски габрови. Геолошкиот состав на Осоговските Планини овозможил доминација на флувиоденудацискиот релјеф, но и појава на денес значително изменет палеовулкански релјеф (сл. 84). Во највисоките делови на планината, на територијата на Република Бугарија се спомнува и присуство на глацијален релјеф.

Беласица (Радомир, 2029 m) се наоѓа во крајниот југоисточен дел на Република Македонија и е единствена од високите планини (над 2.000 m нв) што на нашата територија не ја достигнува ваквата височина. Нејзиниот највисок врв - Радомир (2.029 m) е на границата помеѓу Бугарија и Грција. На територијата на Република Македонија највисок е врвот Тумба (1.881 m), кој, исто така, е граничен (тромеѓе) со соседните Грција и Бугарија. Во централниот дел на пла-



сл. 84, Пејсажни карактеристики во високите делови на Осоговските планини



сл. 85, Рецетни ерозивни процеси на Осоговскиот Масив

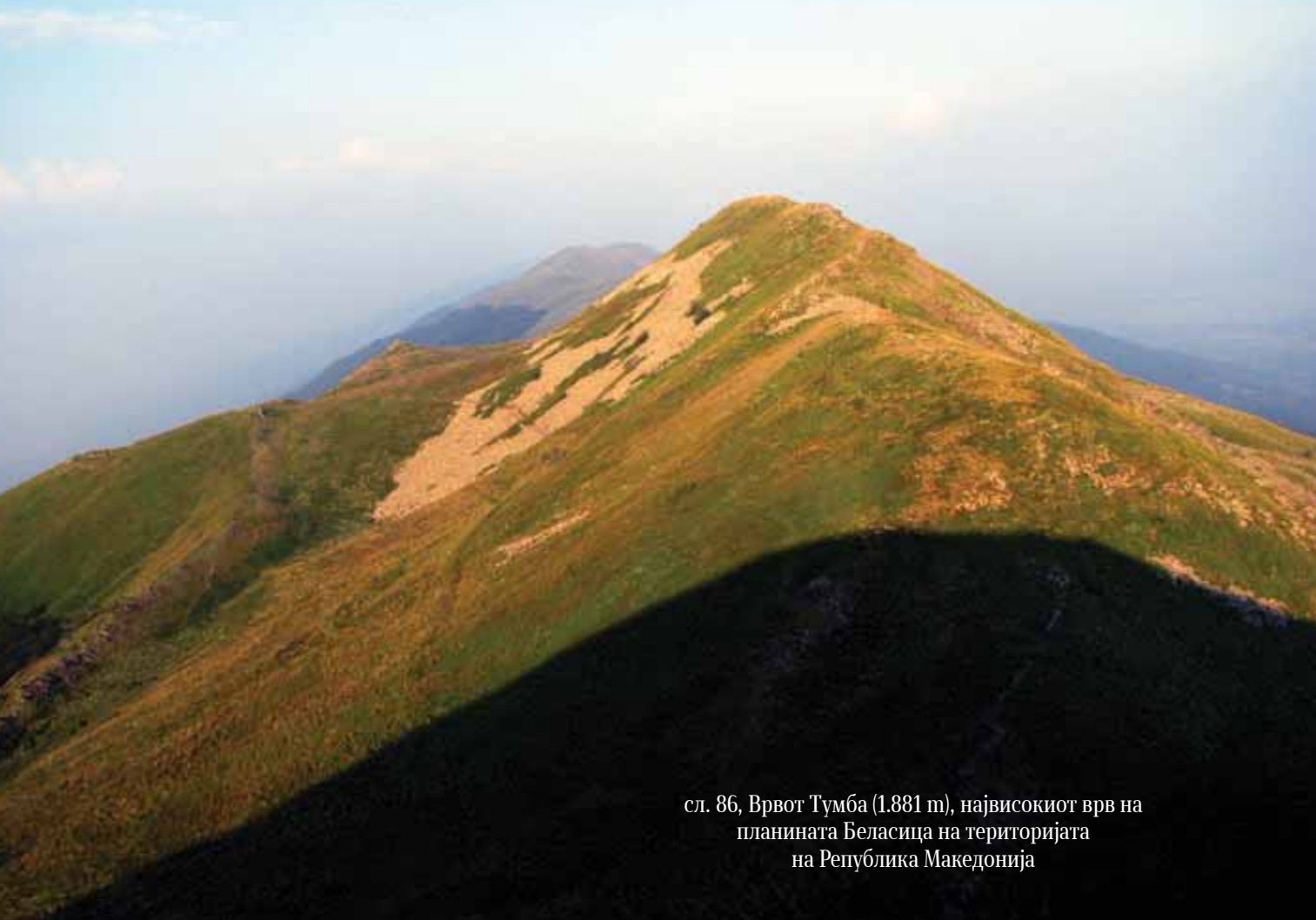
нината (територија на Република Македонија) доминира врвот Висока Чука (1.845 m), а на исток од него е повисокиот Самер (1.877 m). Двата врва се на границата со соседна Грција. Покрај својата маркантност Беласица не се одликува со некоја значителна површина. Всушност, тоа е една од најмалите по површина планини во Република Македонија. Над 1.000 m височина зафаќа површина од 45,2 km², од кои, само 7,0 km² се наоѓаат над 1.500 m надморска височина.

Планината Беласица претставува класична форма на хорстова морфоструктура, издолжена повеќе од 40 km во правец запад - исток. Од северната и јужната страна е обрабена со изрзено контрастни раседи. Северниот ја претставува границата со Струмичко-петричката депресија, а јужниот со Дојранско-серската Котлина. Современите процеси на издигнување на хорстот Беласица се одликуваат со средни вредности од околу 4 mm/год. Во геолошкиот состав на Беласица (северозападен дел) доминираат палеозојски дволискунски гнајсолики гранити. Во крајниот западен - југозападен дел се застапени мусковитско - биогитски гнајсеви со прекамбриска старост, кои широко се распространети и во источниот дел на планината (територија на Република Македонија). Во околината на Мокриево се сретнува и амфиболско габро (2 X 1 km) за кое се смета дека припаѓа на стар палеозоик.

На планината Беласица од генетските типови релјефни појави во потполност доминира флувијалниот, односно флувиоденудацискиот релјеф. Во нејзиното подножје, т.е. долж рабните делови со Струмичката Котлина силно е изрзен и флувиоакумулативниот релјеф. Тоа се огромни количества наносен речен материјал во форма на купести возвишенија - плавини. Како посебно значајни појави на планината Беласица се и неколкуте тектонски предиспонирани водопади. Посебно карактеристични се Смоларскиот и Колешинскиот.

Останати значајни планински структури

Покрај структурните блокови (хорстови) настанати со процесот на диференцирани неотектонски поместувања, кои се стекнале со над 2.000 m височина (вкупно 13), на територијата на Република Македонија се застапени и повеќе од 20 неотектонски блока што не ја достигнале ваквата височина. Такви се: Жеденскиот, Илин-



сл. 86, Врвот Тумба (1.881 m), највисокиот врв на
планината Беласица на територијата
на Република Македонија



сл. 87, Дел од локалитетот „Скала“ на планината
Беласица (2.029 m)

скиот во Западно-македонската Зона, Селечкиот, Бабунскиот во Пелагонискиот хорст-антиклинориум, Плаушкиот, Клепскиот и други во Вардарската Зона, како и Плачковичкиот, Голачкиот, Малешевскиот во Српско-македонскиот масив.

Жеденскиот блок (Голем Жеден, 1.259 m) кој се наоѓа на запад од Скопската депресија, по создавањето на Полошката депресија, во горен плиоцен, се однесува како остров помеѓу нив. Долината на реката Фуш (Сува река), т.е. преграбенската долина Калдрми Богаз го дели овој блок на две морфолошки целини. Североисточниот дел на блокот е во целост изграден од масивни мермеризирани варовници чија старост, според анализата на микрофауната е определена како средно - горнотријаска (Петковски 1985). Југозападниот дел на блокот, кој се карактеризира со послаби издигнувања (до 800 m) е изграден од младопалеозојски шкрилести творби. Поради значењето на изворот Рашче, планината Жеден предизвикала голем интерес за геолошки, геоморфолошки, хидрогеолошки и други сродни проучувања, а дадени се и солидни сознанија за површинските и подземните карстни форми (Манаковиќ 1957, Manakovic 1959).

Илинскиот блок, кој е со правец на протегање северозапад - југоисток (околу 40 km) го сочинуваат Илинска (Лиска, 1909 m), Плакенска (Сталев Камен, 1998 m) и планината Бигла (Голем Камен, 1.656 m). Блокот, како засебна структурна целина од сите страни е ограничен со длабински раседи. Во геолошкиот состав на Илинскиот блок претежно доминираат стари формации. На Илинска Планина тоа се девонските филитични шкрилци, метапесочници и мермери. На Плакенска Планина широко се распространети тријаските конгломерати пробиени со јурски гранити, додека на Бигла доминираат палеозојски филитични шкрилци. Истите ја сочинуваат основата на Плакенска Планина. Како резултат на ваквиот геолошки состав на Илинска, Плакенска и планината Бигла доминира флувиоденудацискиот релјеф, а на одделни простори се сретнува и карстниот, претставен со шкрапи, вртачи, но и со пештерите Сино Ребро и Јаорец. Во пештерата Јаорец е истражувана фосилна плеистоценска фауна (Гаревски 1970).

Во Пелагонот, покрај маркантниот Јакупички блок и веќе опишаниот, со планината Нице, Селечки блок, како неотектонски позитивни морфоструктури се истакнуваат Бабунскиот блок и Селечка Планина - северен дел на Селечкиот блок. Планината **Бабуна** (Козјак, 1.745 m) на југ со преграбенската долина - превалот Плетвар (998 m) морфолошки е одвоена од **Се-**

лечка Планина (Студеница, 1.664 m). Во геолошкиот состав на двете планини доминираат прекамбриски гнајсеви, микашисти и гранодиорити. Ваквото нешто условило силна изразеност на денудацискиот релјеф претставен со разновидни форми (Радовановиќ 1931). Селечка Планина, како и Маркови Кули (Златоврв, 1.422 m) во овој поглед се вистински раритет на Балканскиот Полуостров и пошироко.

Во Вардарската Зона, за разлика од Западно-македонската па и Српско - македонскиот Масив, морфоструктурите, освен Кожуфскиот блок, не ја достигнале височината од 2.000 m. Како покарактеристични хорстови структури во оваа тектонска единица се истакнуваат: Скопска Црна Гора, Клепа, Плауш и др.

Скопска Црна Гора (Рамно, 1.651 m) на територијата на Република Македонија се протегаша со својот јужен дел. На југ е ограничена со Скопската а на исток со Кумановската депресија. На запад, долж раседни дислокации е дислоцирана од Радушкиот перидотитски блок. Бидејќи во јужниот дел на Скопска Црна Гора, преку палеозојските шкрилци трансгресивно лежат пореметени плиоцено - долноквартерни бигорливи варовници, може да се заклучи дека процесот на нејзиното издигнување е особено зголемен во квартал. На ова укажуваат и тектонски пореметените неогени слоеви во југозападниот дел. Од југоисточната страна блокот е, исто така, ограничен со раседи. На подрачјето на Никуштак долж еден таков расед на почетокот на квартал дошло до излевање на лава од базалтен тип. Сместувањето долж рабните раседи на Скопска Црна Гора продолжува и денес. На Скопска Црна Гора доминира флувијалната ерозија, т.е. изградувањето на флувијален и флувиоденудациски релјеф. На одделни делови маргинално се сретнуваат и карстни форми (помали пештери изградени во палеозојски мермери). Во нејзиното подножје е застапен и фосилен абразионен релјеф претставен со езерски тераси (Јовановиќ 1931).

Блокот **Клепа** (1.150 m) се наоѓа помеѓу Велешко-овчеполскиот на север и Тиквешкиот грабен на југ. На исток, со долината на реката Вардар е одвоен од Брегалничкиот блок, додека на запад, преку раседни дислокации (граничен дел на Вардарската Зона и Пелагонискиот хорст - антиклинориум) е одвоен од Бабунскиот блок. Централниот дел на блокот Клепа е изграден од горнојурски дијабази, додека самиот врв Клепа (1.150 m) претставува вулкански нек. Плаушкиот блок ги опфаќа ниските планини: **Смрдеш** (Еленица, 917 m), помеѓу Криволакавичкиот грабен на запад и Радовишко - струмичкиот на

исток, **Конечка** (Волчјак, 1.159 m), **Градешка** (Вршник, 1.031 m) и **Плауш** (Кара Тепе, 996 m), кои се наоѓаат од левата страна на реката Вардар. Нивната поделба може да биде и на два блока: Плаушки и Смрдешки. На Плауш и Серта се застапени прекамбриски гнајсеви, микашисти (Смрдеш), разновидни палеозојски шкрилци и мермери, како и јурски магматити. На Плаушкиот блок доминираат флувиоденудациски процеси со изградени бројни помали долини и долови. Во крајниот северозападен дел на Смрдеш е застапен и палеовулкански релјеф во горноо-ценски андензити.

Плачковичкиот блок ги опфаќа терени-те на планините Плачковица (Лисец, 1.754 m) и Огражден (1.746 m), како и западните делови на Малешевските Планини (Касаплија, 1.256 m и Петлец, 1.352 m). Самата структура е издолжена повеќе од 80 km, со приближно напореднички правец. Јужното ограничување на структурата е претставено со Струмичко-радовишкиот грабен, на север со јужниот раб на Кочанскиот, а на североисток со Делчевскиот грабен.

На планината **Плачковица** во крајните источни и југоисточни делови се застапени старопа-

леозојски (рифџ-камбриум) шкрилци, на мес-та амфиболски габрови (иста старост), а во сли-вот на Зрновска Река тоа се хлоритски шкрил-ци. Западно од Туртел (1.607 m), како издолже-на греда (сз - ји) наизменично се менуваат старо-палеозојските кварц - серицитски, амфиболски и графитични шкрилци, потоа филити и мерме-ри. Во западните делови на Плачковица домини-раат прекамбриски мусковитски гнајсеви, мика-шисти, гранити и шкрилести гранити. **Ограж-ден** во своите јужни и југозападни делови е из-граден од палеозојски среднозрнести гранити, додека во источните делови, кон границата со Бу-гарија, силно се изразени прекамбриски дволис-кунски лентести гнајсеви и нешто послабо пре-камбриски амфиболи. **Малешевскиот** блок (Ченгино Кале, 1.748 m) е изграден од дволискун-ски гнајсеви и фелдспатизирани прекамбриски гнајсеви. Во северниот дел - извориште на реката Брегалница, се сретнува мало тело на габроамфи-болити, а кон Беровската Котлина и рифџ-камб-риски шкрилци. **Голачкиот** блок (Чавка, 1.536 m) во целост е изграден од младопалеозојски гра-нитити. На сите овие простори доминира флувио-денудациски полигенетски рел-јеф.

сл. 88, Златоврв (1.422 m) на локалитетот „Маркови Кули“





сл. 89, Пејсажни карактеристики на миоценскиот
Пробиштипски Басен

ГРАБЕНСКИ СТРУКТУРИ - ДЕПРЕСИИ (КОТЛИНИ)

Во неоген, во средината на миоцен се зародуваат поедини депресии во кои се таложат лапоровито-глиновити седименти. Скопскиот, Кумановскиот и Пробиштипскиот Басен се создаваат на почетокот на среден миоцен (18,6 милиони години), додека Велешкиот, Тиквешкиот и Мариовскиот кон средината на горен миоцен, пред околу 12 милиони години (Dumurdjanov et.al. 1997). Во текот на плиоцен (долен плиоцен) доаѓа до тектонско формирање и на други грабенски структури (депресии) во форма на езерски басени. Тоа се: Пелагониското, Кичевското, Охридското, Струмичкото и Преспанското Езеро. Во горен плиоцен се создаваат: Полошкото, Славишкото, Поречкото, Калиманското, Радовишкото и Лакавичкото, а во долен квартал - плеистоцен Валандовското и Гевгелиското Езеро. При нивното максимално ниво од 900 m повеќето езера меѓусебно комуницираше, покривајќи околу 2/3 од денешната територија на Република Македонија (Пејковски 1990). Меѓутоа, геолозите и геоморфолозите главно имаат различно мислење за временскиот период на максималната езерска трансгресија.

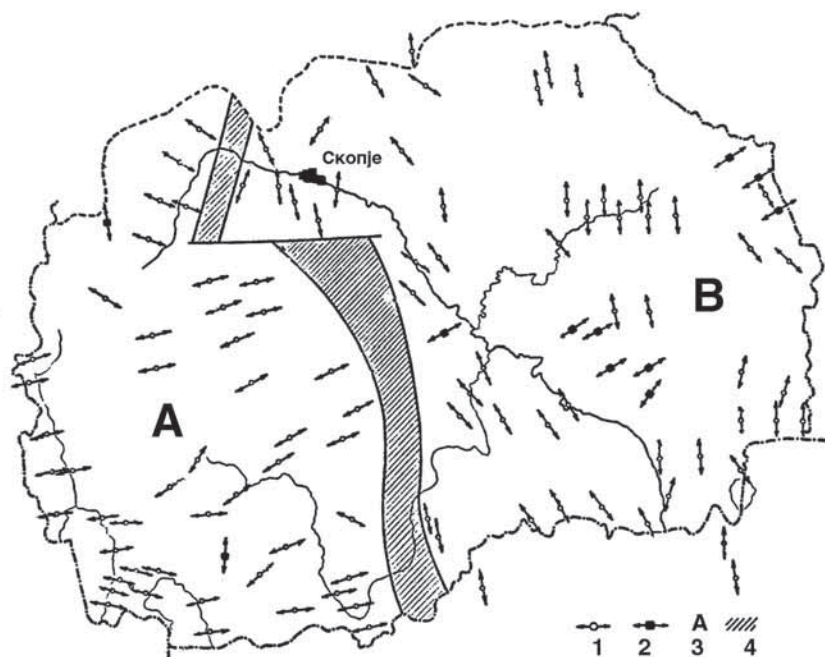
На територијата на Република Македонија може да се издвојат повеќе грабенски структури (котлини), што својата основна морфоструктурна физиономија ја стекнале со ендегените неотектонски процеси (таб. 7). Со делување на минималната компонента на хоризонтална а максималната во вертикална насока од средината на миоцен е условена диференцијација на територијата на Македонија во морфоструктури

на издигнување и „тонее“. Создадените морфоструктури припаѓаат на две специфични целини, чиј карактеристичен знак за поделба е различниот правец на протегање, што е условено од различниот распоред на компонентите на напрегање. На територијата на Македонија напрегањата делуваат различно во провинцијата на Централна и Источна Македонија и провинцијата на Западна Македонија. Како граница на

таб. 7. Преглед на котлините во Република Македонија според вкупната површина

	1	2	3	4	5	6
1	Пелагонија	572	650	2.601	1.206	3.682
2	Тиквеш	103	-	2.165	-	2.518
3	Овче Поле	240	350	861	332	2.162
4	Скопска Котлина	223	300	2.540	261	1.924
5	Радов-струмичка	190	280	1.881	290	1.483
6	Полог	380	-	2.748	332	1.475
7	Охридско-струшка	680	740	2.257	160	1.318
8	Кумановска	317	400	1.651	196	1.316
9	Велешка	160	-	2.540	-	1.166
10	Делчевско-беровска	595	-	1.932	-	1.103
11	Кочанска	295	330	2.084	115	1.020
12	Гевгелиска-валандовска	45,7	80	2.165	153	1.000
13	Дебарска	630	-	2.341	-	973
14	Кичевска	500	-	2.061	88	874
15	Славишка	460	-	2.252	70	768
16	Преспанска	852	880	2.601	125	559

1. Име на котлината, 2. Најмала надморска височина на дното (ш), 3. Просечна надморска височина на дното (m), 4. Максимална височина на рамковниот дел (m), 5. Вкупна површина на рамничарскиот дел (km²), 6. Вкупна површина на котлината (km²)



1. Правец на хоризонтална компресија, 2. Наследена екстензија, 3. Ознака на провинциите, 4. Гранична зона помеѓу провинциите.

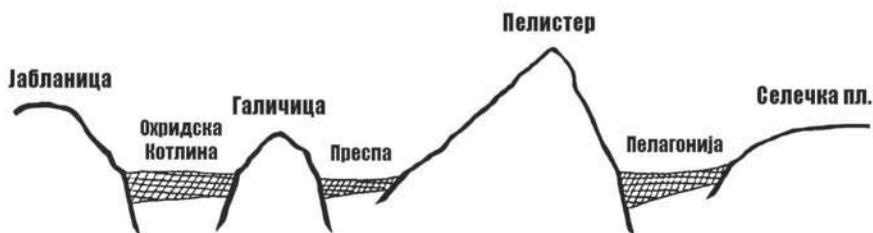
сл. 90, Ориентација на напрегањата во неотектонскиот период, според Јанчевски (1987)

овие две провинции се јавува стабилниот Пелагониски Масив изграден од прекамбриски комплекс (сл. 90).

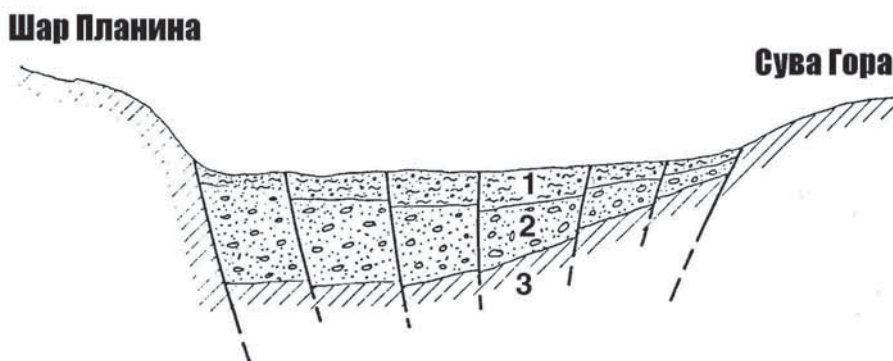
Котлини во западните делови на Република С. Македонија

Територијата на Западно-македонската провинција во неоген - квартерниот период е под влијание на минимална хоризонтална компонента во источно-североисточен - западно-југозападен правец и максимална компонента во вертикална насока (сл 55 - А). Ваквиот режим условил гравитациска активност на лонгитудинални раседни дислокации било како реактивизација на преднеотектонските (Дримска Зона), или пак, како новосоздадени форми. Активноста на раседите е непосредно поврзана со создавањето на морфоструктурните целини, бидејќи тие ги претставуваат нивните контури. За разлика од лонгитудиналните раседи, чија активност е силно изразена, трансферзалните и дијагонални раседи се само делумно активирани, без можност на овие простори да предизвикаат создавање на попречни морфоструктурни форми од поголеми размери. Како последица на напрегањата на терените на Западно-македонската провинција, континуирано делува единствен режим од почетокот на неотектонската еволуција до денес, со гравитациски поместувања. Инте-

онални раседни дислокации било како реактивизација на преднеотектонските (Дримска Зона), или пак, како новосоздадени форми. Активноста на раседите е непосредно поврзана со создавањето на морфоструктурните целини, бидејќи тие ги претставуваат нивните контури. За разлика од лонгитудиналните раседи, чија активност е силно изразена, трансферзалните и дијагонални раседи се само делумно активирани, без можност на овие простори да предизвикаат создавање на попречни морфоструктурни форми од поголеми размери. Како последица на напрегањата на терените на Западно-македонската провинција, континуирано делува единствен режим од почетокот на неотектонската еволуција до денес, со гравитациски поместувања. Инте-



сл. 91, Шематски профил (запад - исток) на Западно-македонската провинција со приказ на поизразените тонења долж западните рабови на депресиите, според Јанчевски (1987)



1. Глиновито-песковита фација, 2. Чакалеста фација, 3. Преднеотектонски комплекс

сл. 92, Попречен профил на Полошката Котлина со приказ на постплиоценските гравитациски деформации на наслагите, според Јанчевски (1987)

ресно е да се напомене дека депресиите покажуваат поизразен западен развиток (сл. 91), условно од регионалните геотектонски процеси.

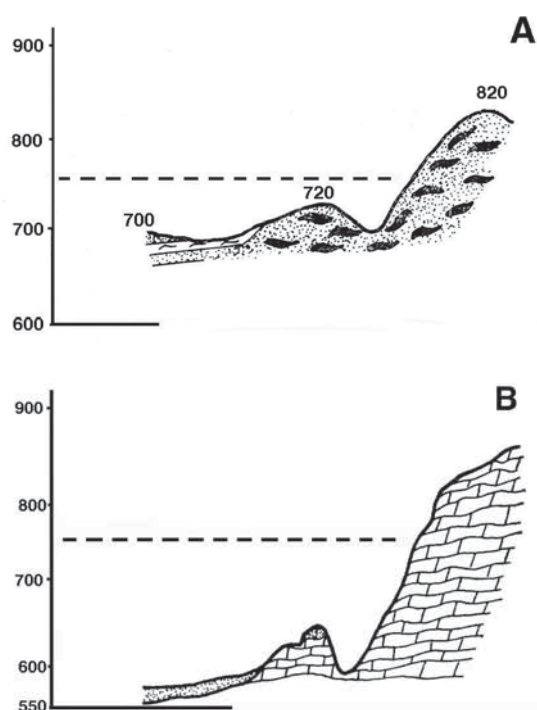
Создавањето на морфоструктурите на тонење е поврзано со процесот на општо издигнување, кога под влијание на одредени напонски состојби доаѓа до гравитациски сместувања во поедини делови, при што, се создаваат котлински форми. Котлините, односно депресиите како тектонски форми претставуваат наложени структури. Во западните делови на Република Македонија тие се одликуваат со грабенски карактер, кои во плиоквартерниот период претставувале, а некои и денес претставуваат езерски басени.

Полошката депресија е сместена помеѓу Шар Планина на запад - северозапад и Сува Гора - Жеден на исток - североисток. Тоа е структура на тонење во која за време на плиоцен е акумулиран териген материјал од околните поиздигнати подрачја. Земајќи ја во предвид дебелината на квартерните наслаги, која изнесува преку 80 m, како и карактерот на речната мрежа во самата котлина, се доаѓа до заклучок дека подрачјето на Полошката Котлина и во современиот развиток продолжува да тоне (сл. 92). Полошката Котлина е исполнета со квартерно-плиоценски наслаги со вкупна моќност, според геофизичките податоци од околу 600 m во Долен Полог и околу 300 m во Горен Полог. Квартерните наслаги заземаат голема распространетост во целата котлина и ги покриваат плиоценските седименти. На површината плиоцените наслаги се откриени северозападно од Гостивар (плиоценски езерски тераси).

Мавровскиот басен кој денес претставува вештачка акумулација е највисоката неогена депресија во Македонија (1.195 m надморска височина) и со најмала површина во Западно - македонската Зона. Создавањето на Мавровската

Котлина според Јанчевски (1987) е поврзано со најмладата, квартерна етапа на развиток, со особено тонење во нејзиниот западен дел. Меѓутоа, исполнетоста со плиоценски езерски наслаги го негира ваквото гледање. Нивната моќност, заедно со квартерни наслаги е над 130 m. **Кичевската** депресија претставува релативно мала неотектонска форма сместена во подрачје, каде преовладуваат процеси на издигнување. Котлината долж послабо изразени раседи е зафатена со тонење и акумулација на плиоквартерни наслаги. Односите на депресијата со околните терени е изразен со стари реактивирани и млади неотектонски раседни дислокации. Кичевскиот басен е исполнет со средно и горноплиоценски седименти (препокриени со квартерни наслаги), откриеки долж рамковните делови на котлината. Плиоценските езерски наслаги претставуваат единствен литолошки комплекс со незначително сменување на глинци, песоци, чакал, лапорци, јагленови глини и јаглен. **Поречката** депресија е сместена помеѓу Песјачкиот блок на западната и Јакупичкиот од источната страна. Рамковните делови на оваа морфоструктура се проследени со контрастно изразени раседи. Тоа се претежно реактивирани преднеотектонски руптури. Во современиот развој терените на овој грабен се зафатени со издигнување, но со многу послаб интензитет во однос на околните блокови.

Охридско-дебарскиот грабен претставува најмаркантна морфоструктура на тонење во рамките на Западно - македонската Зона. Создавањето на оваа грабенска структура е поврзано со крајот на долен и почетокот на среден плиоцен, односно периодот кога започнува експанзија на орогената фаза со манифестација на интензивни диференцирани вертикални движења. Како резултат на ваквите проце-



сл. 93, Епигенетско всекување на Зајаска (А) и Рабетинска Река (В) во Кичевската Котлина, според Андоновски (1984)

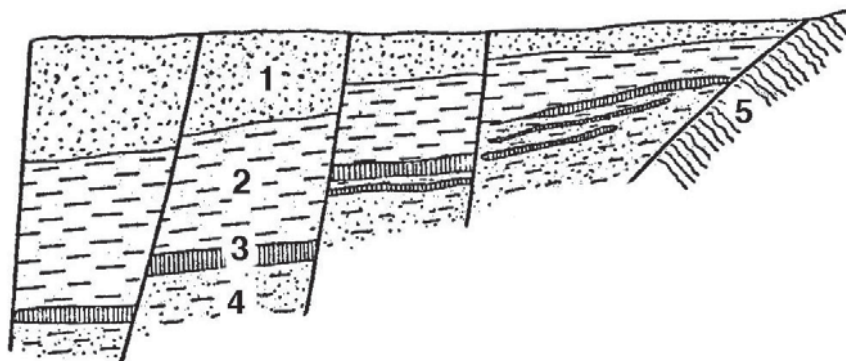
си, во почетокот се реактивираат старите лонгитудинални раседни структури. Долж нив по доцна доаѓа до тонење на просторот, односно до негово претварање во плиоценскиот акуму-

лативни езерски басени Охридски и Дебарски. Односите со околните високо издигнати терени (Дешат, Стогово, Галичица, Јабланица) секаде се тектонски и мошне контрастно изразени со максимални амплитуди на поместувања повеќе од 1.500 m. Плиоценските седименти во Охридскиот Басен се утврдени во јужниот дел (Љубаниште), како и во северозападниот дел, а со длабинско дупчење се утврдени и во Струшко Поле. Според тоа, во сите периферни делови на котлината се застапени плиоценски седименти, додека во нејзиниот централен дел не се забележани (Ивановски, Сирачков 1974). Дебарската тектонска депресија е исполнета со квартерни и плиоценски седименти со вкупна дебелина од околу 350 m.

Пелагонискиот грабен е најголемата структура на тонење на територијата на Македонија, со вкупна површина со рамковниот дел од 3.682 km². Пелагонија морфолошки е поделена на три дела: Прилепско, Битолско и Леринско Поле. Прилепскиот Басен морфолошки и хидролошки е одвоен од Битолскиот со водонепропустливата Тополчанска Грета. Почетокот на создавањето и максималните тонења на Пелагонискиот грабен се поврзани со плиоцен. Односите со соседните терени на овој маркантен грабен се тектонски, при што, особено контрастно се изразени во југозападниот дел кон Пелистер. Бидејќи се работи за голема територија процесите на тонење не биле манифестирани насекаде со ист интензитет. Поради тоа, делумно доаѓа до создавање



сл. 94, Дел од Пелагонија, најголемата котлина во Република Македонија



1. Песочници и чакали, 2. Трепели, 3. Јаглен, 4. Песоци и јаглени глини, 5. Микашисти.

сл. 95, Гравитациски деформации на плиоценските творби во јужниот дел на Пелагонија, од Брод до Гнеотино, според Јанчевски (1987)

на посебни блокови - греди во самата депресија, кои релјефно се доста добро изразени. Еден такв блок, односно попречна греда се јавува на потегот Црнобуки - Тополчани - Руфци, како и на потегот Кизли - Дервен во Грција.

Прилепскиот дел на Пелагониската Котлина е исполнет со квартерно-плиоценски седименти со вкупна дебелина од околу 380 m. Овде седиментните наслаги во целина претставуваат единствен комплекс со различен литолошки состав. Битолскиот Басен е исполнет со неогени и квартерни наслаги со вкупна моќност од преку 700 m. Меѓутоа, поради паркетната структура на палеорелјефот (спуштени или издигнати блокови) дебелината на седиментите и на мало растојание е различно, иако генерално се зголемува од север кон југ. Квартерните наслаги во овој дел на Пелагонискиот грабен имаат голема распространетост и дебелина и се со различно потекло: алувијално, делувијално, пролувијално.

Котлини во централните и источните делови на Република С. Македонија

На терените во централните и источните делови на Македонија, каде морфоструктурите на тонење изобилуваат, поголемиот дел имаат попречен и дијагоналан правец на протегање, иако се јавуваат и такви со лонгитудинален (сз - ји). Присуството на двата системи на протегање зборува за постоење на специфична генетска поврзаност при создавањето на депресиите (и хорстовите). Наложените морфоструктури се создадени во преднеотектонската етапа, односно има-

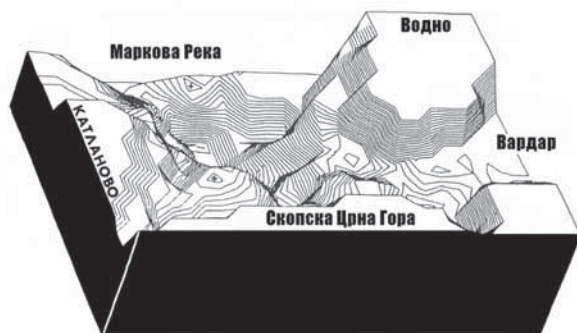
ат старотерциерен развој, кога распоредот на компонентите овозможувале активност на рабните раседи со правец северозапад - југоисток. Подоцна доаѓа до тонење и создавање на старотерциерни акумулативни басени. Морфоструктурите со попречен и дијагоналан правец на протегање, чие создавање спаѓа во неоген - квартерниот период (неотектонска етапа) се последица на промената на ориентацијата на режимот на напрегања, при што, на почетокот резултирало со создавање на рабни раседи, а потоа со интензивни спуштања се создаваат езерските басени.

Скопската депресија претставува вметната неоформа која настанала како последица на тонење во неоген-квартерниот период. Почетокот на нејзиното создавање е поврзан со најраната (предорогена) фаза на неотектонската еволуција и тоа како западен дел од напречниот миоценски акумулативен басен. Овој басен се протегал од подрачјето на Скопската Котлина преку јужниот раб на Кумановската современа депресија до Кратовско - злетовската вулканска област. Тонењето на басенот се одвивало долж контурни раседи од неотектонска и преднеотектонска старост.

Скопската Котлина е исполнета со еоценски (околина на Катланово), миоценски, плиоценски и квартерни наслаги. Ниту длабоките истражни дупнатини изведени во Скопското Поле не ја достигнале подлогата на старите карпи. Така, на пример, во реонот на Ново Лисиче (213 m нв) изведена е дупнатина, која со својата крајна длабочина од 1.655 m останала да „виси“ во неогените лапоровити седименти. Според геофизичките и сеизмичките истражувања на внатрешноста на седиментниот комплекс на Скопската Котлина, најдлабоката седиментација е утврдена кај селото Долно Лисиче. Таа изнесува 3.180 m (Bundalevski et.al. 1990).



сл. 96, Шематски профил (север - југ) на котлините во источните делови на Република Македонија со приказ на поизразените тонења долж јужните рабови, според Јанчевски (1987)



сл. 97, Тродимензионален структурен модел на Скопската Котлина - структурни и морфолошки карактеристики на седиментната подлога, според Bundaleski et. al. (1990)

Кумановско - овчеполско - тиквешкиот мегабасен претставува старотерциерна наследена форма на тонење од пошироки размери со генерален правец на протегање ссз - јји. Ограничувањето на басенот кон запад е условено со појасот на „Велешката серија“ и Скопска Црна Гора, додека кон исток со Козјак, Осоговските Планини, Плачковица и Градешка Планина на југ. Југоисточната рамка е контролирана со Демиркапискиот попречен праг. Создавањето на овој акумулативен простор е поврзано со палеогените (еоцен) тектонски движења, кои условиле морска трансгресија и седиментација на дебелите, претежно флишвидни наслаги. По завршување на маринската фаза, во континенталните услови на развиток (неоген) структурата во однос на околните терени и натаму претставува релативно пониско подрачје. Во неотектонскиот развиток, кога се интензивираат деструктивните процеси доаѓа до реактивирање на старите рабни руптури што условило еден вид на наследен континуитет на тонење од преднеотектонскиот период со создавање на неогени акумулативни басени. Со тоа дадениот простор е пресечен со бројни раседи, кои условиле деструкција на пр-

вобитниот мегабасен на неколку релативно помали морфоструктури на тонење со попречен правец на протегање.

Кумановската депресија претставува неотектонска морфоструктура на тонење во рамките на крајниот северен раб на претходно наведениот наследен мегабасен. Создавањето на овој, како и на другите попречно и дијагонално ориентирани блокови на тонење во однос на протегањето на регионалниот мегабасен претставува резултат на кршења, предизвикани со делување на специфичниот, изменет распоред на главните компоненти на напрегања во неотектонската етапа. Како резултат на ваквите процеси прво се создаваат рабните раседи, а потоа, со тонење на подрачјето на денешната котлина се оформува плиоценски акумулативен басен. Централниот дел на Кумановската Котлина е исполнет со плиоценски езерски седименти претставени со глини, лапори, песоци, песочници и конгломерати, додека миоценските се со фација на лапорци. Сите тие се препокриени со квартерни наслаги.

Чашко-велешко-светиниколската депресија се јавува во средишните делови на мегабасенот како попречно ориентирана морфоструктура. На овие простори процесите, како и во претходниот случај, се одвивале на ист начин, со тоа што овде подрачјето на депресијата не е поврзано само за терените на мегабасенот туку и надвор од него. Проширувањето се однесува кон запад, каде, поради поинтензивните тектонски процеси доаѓа до кршење на предтерциерниот комплекс на „Велешката серија“. Со тоа е создадена релативно тесна грабенска структура од Велес преку Горно Оризари до Чашка.

Велешката Котлина е исполнета со плиоценски и квартерни наслаги со различна дебелина. Алувијалните седименти се распространети по долината на реката Вардар. Застапени се со песоци и чакали и делумно се заглинети. Ваквите наслаги ги има и долж долините на Бабу-

на и Тополка. Во непосредна близина на Велес (од десната страна на Вардар) алувиумот во горните делови е претставен со глини дебели 2 m, потоа доаѓаат чакали (6 - 8 m), а подinata е од плиоценски глини. Неогените езерски седименти во Велешкиот грабен претставуваат моќен литолошки комплекс во кој глиновито - песочливата фација има големо учество. Застапени се и песочници, конгломерати, лапори, лапорци на места со јаглен и бигорливи варовници. **Овчеполската Котлина** геолошки е поврзана со Велешката и Тиквешката Котлина, т.е. е исполнета со исти плиоценско - квартерни седименти. Во Овчеполската Котлина голема распространетост заема еоценскиот флиш, додека алувиумот најголема распространетост има долж Брегалница. Во него се застапени ситно до среднозрнести чакали и песоци на места со глинести компоненти.

Раец - тиквешката депресија е поврзана со крајните југоисточни делови на пространиот мегабасен. Депресијата е развиена од современото корито на реката Вардар (помеѓу устието на реката Брегалница и Демир Капија) кон запад, вклучувајќи ги и терените на релативно тесниот Раечки грабен. Ограничувањето на депресијата речиси насекаде е одредено со раседи, од кои, како најизразен е руптурата долж југоисточниот раб, потоа раечките раседи и на крајот послабо изразените рабни структури кон северозапад. Неоген - квартерните наслаги во Тиквешката Котлина се застапени со песоци, чакали, песочници, конгломерати, глини, лапорци на мес-

та со јаглен, бигрови, вулкански туфови, туфни песоци и вулкански бречи. Алувијалните наслаги на овој простор ги таложела реката Вардар, долните текови на Црна и Брегалница, како и помалите Ваташка и Темјаничка Река.

Славишката депресија која е со релативно мали димензии се јавува како најсеверно лоцирана структура во низот на попречно ориентирани морфоструктури на тонење во источните делови на Република Македонија. Депресијата се наоѓа во сливното подрачје на Крива Река, како вметната (наложена) форма помеѓу масивот Герман на север и Осоговските Планини на југ. Рамката на структурата е условена со раседи, од кои, контрастно изразениот расед кон Осоговскиот блок претставува секвенца на регионалната дислокација Дебар - Скопје - Крива Паланка. Славишкиот Басен е заполнет со алувијално-пролувијални наслаги (Крива Паланка), додека Славишко Поле е исполнето со плиоценски езерски седименти. Северозападно од Крива Паланка на поголема височина се наоѓа Градечко Поле исполнето со фин туф и вулканогено - седиментни наслаги. Таложените алувијални наслаги на Крива Река до Крива Паланка имаат мала дебелина, а низводно кон Славишко Поле дебелината им се зголемува. Во плиоценските езерски седименти на Славишко Поле, покрај чакали и песоци големо учество има и каолинот.

Кратовско - злетовскиот Басен е исполнет со терциерни и квартерни наслаги, претставени со глини, песоци, чакали, песочливи глини, лапорци, како и со големо учество на вулкан-



сл. 98, Дел од Овче Поле (2.162 km²)



сл. 99, Дел од Кочанската Котлина (1.020 km²)

ско-седиментни наслаги и разновремени андезитско - дацитски изливи. Геохронолошки припаѓаат на квартал, плиоцен и миоцен. **Кочанската** депресија со карактеристичното протегање запад - исток и контрастните рабни односи со околните издигнати терени претставува една од најмаркантните попречни неотектонски морфоструктури на топење. Ограничувањето како од северната така и од јужната страна е условено со млади, неотектонско - гравитациони раседи. Во овој басен со својот среден тек реката Брегалница наталожила алувијални наслаги претставени со песоци, чакали и песокливи глини. Делувијално-пролувијалните наслаги се распространети по рамката на котлината. Литолошки се претставени со глини, дробини и песоци. Квартерно - плиоценските вулканогени седиментни наслаги во Кочанскиот грабен се дебели околу 1.000 m.

Пијанец е тесен тектонски ров во крајниот источен дел на Република Македонија исполнет со плиоценски езерски и квартални седименти. Него го сочинуваат Беровската и Делчевската Котлина. Беровско - пехчевската депресија контактира со југоисточниот раб на Делчевско-пехчевскиот грабен, односно, како резултат на дијапетралниот правец на протегање во околината на Пехчево двете структури се вкрстуваат. Контурите на депресијата се контролирани со ра-

седни дислокации чие протегање е североисток - југозапад. Подрачјето на грабенот долж рабните делови е заполнето со плиоценски чакали и песоци, а во средишните и подинските делови се присутни глини, поретко песоци и квартални езерско-барски наслаги. Алувиумот во горниот тек на реката Брегалница (Берово - Разловци) е застапен со едри чакали, песоци и глини. Алувиумот е во вид на тераси дебели од 5 до 15 m, а широки и до 2 km (поширокото подрачје на Делчево). Останатите квартални наслаги во генетски поглед се делувијални, елувијални и пролувијални. Во плиоценските седименти на Делчевската Котлина литолошки може да се издвојат неколку серии: базална, песокливо-глинесто-лапоровита со јаглен и конгломератна.

Струмичкиот Басен кој е со правец на протегање сз - ји на исток продолжува во Република Бугарија. Исполнет е со плиоценски езерски седименти препокриени со квартални наслаги со различно генетско потекло. Нивната вкупна дебелина, според геофизичките истражувања изнесува околу 1.200 m. **Радовишката** депресија се јавува во вид на релативно тесна зона ориентирана во правец исток - запад. Нејзиното ограничување е условено со раседи, од кои, раседот долж северниот раб е контрастно изразен. Современото котлинско дно е исполнето со плиоценски песочници (подински делови), преку кои се

наоѓаат квартерни алувијални седименти. Терените на овој грабен се надоврзуваат на Струмичката депресија. Блокот што ја чини врската помеѓу двата грабени настанал со реактивирање на лонгитудинални преднеотектонски раседи. Во плиоцен блокот е зафатен со тонење, а во квартал со процес на издигнување, поради што, во современиот релјеф претставува еден вид на попречна греда (Јанчевски 1987). **Струмичката** депресија претставува маркантна наложена морфоструктура. Со создавањето на оваа депресија попречно е пресечен континуитетот на преднеотектонските формации, како на Вардарската Зона така и на Српско - македонскиот Масив. Раседните структури, кои по работ го обиколуваат Струмичкиот грабен се млади, неотектонски форми. Најизразен е раседот долж јужната контура во однос на Беласичкиот хорст.

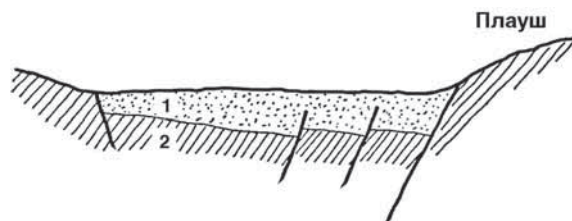
Валандовската депресија претставува класично наложена форма преку прекамбриските, палеозојските и мезозојски комплекси, со протегање исток - запад (сл. 101). Нејзиното ограничување е одредено со млади неотектонски раседи кои во релјефот се добро изразени, особено раседот долж јужниот раб. Валандовската Котлина е исполнета со квартален териген материјал со дебелина од преку 500 m. **Гевгелиската** депресија се јавува како дијагонална (запад-северозапад - исток-југоисток) морфоструктура на тонење. Таа е поврзана со Валандовската Котлина преку меридијански ориентираната во должина од околу 10 km, ерозивна долина на реката Вардар. Алувијалните наслаги на Вардар се таложени во западните делови на котлината (Миравско Поле).

Дојранската депресија која се наоѓа во крајните југоисточни делови на Република Македонија, исто така, припаѓа на попречните форми на тонење. Нејзиниот поголем дел се наоѓа

на денешната територија на Република Грција. Според повеќегодишните истражувања *Сиџанов* (2002) доаѓа до констатација дека Дојранскиот Басен е со тектонско - вулканско потекло, создаден во неоген - кварталниот период. Басенот настанал со неотектонски движења - издигнувања и тонења на блокови. Долж нивните рабни делови дошло до магматско-вулканска



сл. 100, Рамничарскиот дел (290 km²) на Струмичката Котлина



сл. 101, Попречен профил на Валандовската Котлина со скалести гравитациски поместувања, според Јанчевски (1987)



сл. 102, Пејсажни карактеристики на Валандовската Котлина

активност, што особено се манифестира во јужниот дел кај Стар Дојран и Мрдаја. Всушност, Дојранскиот Грабен се наоѓа на регионалната раседна дислокација која го одвојува Српско-македонскиот Масив од Вардарската Зона. Басенот е исполнет со плиоценски езерски и квартерни наслаги дебели преку 160 m. Квартерните

наслаги на македонскиот дел од басенот немаат голема дебелина (2,2 m). Тоа се алувијални, делувијални, пролувијални, барски и езерски седименти. Самото Дојранско Езеро при својата максимална фаза зафаќало површина од околу 130 km² и длабочина од 100 m.



(A) Дистрибуција на палеогени седименти и магматски карпи,

(B) на баден-сарматски седиментни и магматски карпи - I циклус,

(C) на доцна миоценски седиментни и магматски карпи - II и III циклус,

(D) на плиоценски седиментни и магматски карпи - IV циклус и

(E) на плеистоцени седиментни и магматски карпи - V циклус.



сл. 103, Еволуција на грабенските структури (кенозојска тектоника) на територијата на Република Македонија, според *Dumurdjanov, Serafimovski, Burchfiel* (1995)

ПАЛЕОРЕЛЈЕФ

На територијата на Република Македонија покрај присуството на разновидни рецентни релјефни форми, посебно внимание предизвикуваат и палеорелјефните појави. Тоа се релјефни форми чиј процес на изградување е одамна завршен, т.е. егзогените а во одредени случаи и ендегените процеси што придонеле за нивното создавање веќе не дејствуваат.

Со оглед на фактот што на територијата на Македонија денес не се присутни активни вулкански процеси, како палеорелјефни форми може да се сметаат: вулканските купи, некови, остатоците на вулкански кратери, плочи и други изливи (**палеовулкански релјеф**). Во категоријата на типичен палеорелјеф спаѓаат и фосилните долини (нивните делумни остатоци), познати како **преџрабенски долини**. За стари релјефни појави, изградени со ендегени (тектонски) процеси може да се сметаат и **иовришиџе**, особено оние на високите планини. Бидејќи нивната денешна морфопластика во голем степен се должи на постоечките и плеистоцените егзогени процеси неможе да се сметаат за типично тектонски релјефни елементи и не претставуваат класична палеорелјефна појава. Кон нив може да се додаде и **џлацијалниот** (плеистоцен), а особено **абразивниот** (плиоцен) релјеф, како значајни елементи во релјефната морфопластика на територијата на Македонија.

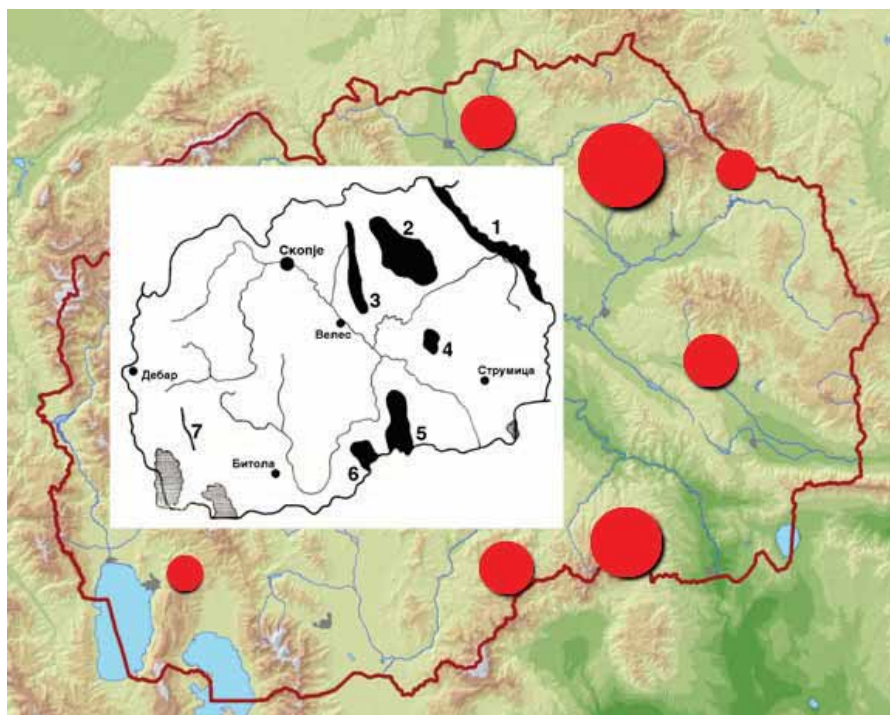
Палеовулкански релјеф

Тектонските процеси кон крајот на еоцен, во олигоцен и долен миоцен биле мошне интензивни и довеле до активизација на многу раседни дислокации што условило појава на магматски, односно вулкански процеси. Магматско - вулканската активност е особено изразена во Краиштинската Зона, а делумно и во источниот раб на Вардарската Зона, каде дошло до интрузирање на андезитско-дацитски вулканизам, поврзано со реактивирање на стари длабински раседи.

Во доцнаалпскиот циклус тектонските единици оформени во претходните геолошки етапи се зафатени со општо и диференцирано издигнување. Според интензитетот на овие процеси јасно се издвојуваат две фази. Во првата, предорогена фаза, кога тектонските движења имале слаб интензитет доминира пинеопленизација. Сепак се јавуваат и локални вулкански манифестации. Втората орогена фаза, која започнува кон крајот на горен миоцен и продолжува во плиоцен и квартал се карактеризира со интензивни диференцирани, главно вертикални движења. Тоа овозможило манифестација на ороген вулканизам со активност што достига до долен квартал - плеистоцен. Вулканските активности во олигомиоцен и плиоцен главно се карактеризираат со исфрлање на пирокластичен материјал. Кон крајот на вулканската активност се настанати мали појави на базалтни изливи, пре-

тежно поврзани со Вардарската Зона. За појавата на доцнаалпскиот вулканизам на територијата на Македонија големо значење имаат бројните раседни дислокации, особено нивните вкрстувања. Тие послужиле како канали низ кои се одвивала магматско - вулканската активност. Ваквата појава особено силен одраз има во источниот дел на Вардарската Зона и во Српско-македонскиот Масив.

На територијата на Република Македонија неотектонскиот доцнаалпски (неоген-квартерен) вулканизам е широко распространет со големи вулкански маси, или пак, се манифестира со многубројни вулкански пробиви и изливи. Самиот вулканизам се одвивал во континентални услови, но и во лимничка (водна) средина. Помалку е застапен како интермедијален, т.е. кога вулканските маси не се излеале на површината туку се втиснале во постарите седименти. Може да се изнесе заклучок дека во неотектонската етапа вулканската активност е полифазна. Максималната манифестација на неовулканизмот е поврзана со источните (маргинални) делови на Вардарската Зона и во подрачјето на Кожуф - Витачево (средишен дел на Вардарската Зона). Според *Серафимовски* (1993) Кратовско - злетовската вулканска област се наоѓа во граничното подрачје, помеѓу Вардарската Зона и Српско-македонскиот Масив, но просторно лежи во западните, маргинални делови на Српско - македонскиот Масив. Секоја вулканска појава на територијата на Македонија има свои специфични карактеристики, во зависност од



1. Осоговско-малешевска вулканска област, 2. Кратовско-злетовска, 3. Кумановско-светиниколска, 4. Шопурско-дамјанска, 5. Кожувско-витачевска, 6. Мариовско-кајмакчаланска, 7. Охридско-коселска.

сл. 104, Области на изгаснати вулкани во Република Македонија, според *Стијановиќ* (1986)

средината низ која минувал вулканскиот канал и од интензитетот на магматските процеси (сл. 104). Присуството на огромно количество вулкански материјал, создаден за време на доцна-алпската орогенеза, како и создадените форми со овој магматизам, тесно поврзани со раседните дислокации, јасно укажува дека ваквите процеси на територијата на Македонија биле мошне интензивни. Современа манифестација на неотектонската вулканска активност се поствулканските појави, солфатарите кај Косел, Дебар-

ца и Мрежичко (*Арсовски* 1997), како и појавата на термоминерални води на повеќе локалитети (*Кошевски* 1987).

Кратовско - злетовската вулканска област е со најголема површина во Македонија (над 1.000 km²) и една од најголемите на Балканскиот Полуостров. Средната моќност на исфрлениот пирокластичен материјал овде се оценува на 700 m. Оваа вулканска област се карактеризира со многубројни вулкански центри и крупни кратери, со полифазност на нејзината активност. Полифаз-



сл. 105, Вулканска купа „Пилав Тепе“ во близина на Радовиш

носта условила интензивно дробење и дислоцирање, т.е. нарушување на примарната положба на вулканските морфоструктури. Најстарата (еоценско-олигоценска) активност во оваа вулканска област е поврзана со длабински раседи помеѓу Вардарската Зона и Српско-македонскиот Масив. Застапена е во зоната на јурскиот габроиден масив северно од Кочани. Долж длабинските раседи настанало деструкција, кршење на Земјината кора, со што дошло до пробивање на магмата и нејзино излевање. Под дејство на деструктивните тектонски процеси во текот на неоген и плеистоцен на овие простори се формираат многубројни вулкански центри, претежно поврзани со рамковните делови на Вардарската Зона. Јасно се издвојуваат вулканските центри: Кратово, Добрево, Лесново, Турско Рударе и др (сл. 107). Во повеќето случаи тие претставуваат тектонски јазли, каде се сечат раседите од „вардарска“ насока со напречни раседи. Крупните прстенести структури на просторот се усложнети со локални раседи. Покрај тоа што Кратовско-злетовската вулканска област зазема доста широк простор, морфолошки овде нема типичен вулкански релјеф. Ерозивно-денудациските процеси довеле до нивелација на примарни-

от вулкански релјеф. Постојат само мал број изразени вулкански форми (Кратово, Лесново, ...). Денешната морфопластика на просторот се одликува со релативно благи падини, дисецирани со длабоки потоци и поројници.

Внатрешната структура на подрачјето Боров Дол-Дамјан-Бучим се карактеризира со неколку вулкански центри (главни и секундарни), со изразита прстенеста структура и систем на радијални пукнатини и локални раседни дислокации (Серафимовски, Пејров 1990-91). Морфолошки доминираат неколку вулкански купи, како Пилав Тепе (сл. 105) и др. Останатата пластика е ерозивно-денудациска, длабоко дисецирана со водни текови, претежно од пороен карактер. На подрачјето на Бучим е констатирано постоење на вулкански некови со изрзито кружни структури, дефинирани како вулкански еруптивни центри (сл. 106).

Вулканската област Кожуф - Витачево во структурен однос може да се подели на два дела. Северниот дел, претставен со површта Витачево е претежно изграден од стратифицирани туфови. Во северните делови туфовите лежат речиси хоризонтално (со благ пад кон север), додека во јужниот дел се дислоцирани со многу по-



сл. 106, Морфоструктурна карта на Бучим-боровдолската вулканска област, според Серафимовски, Пејров (1990-91)



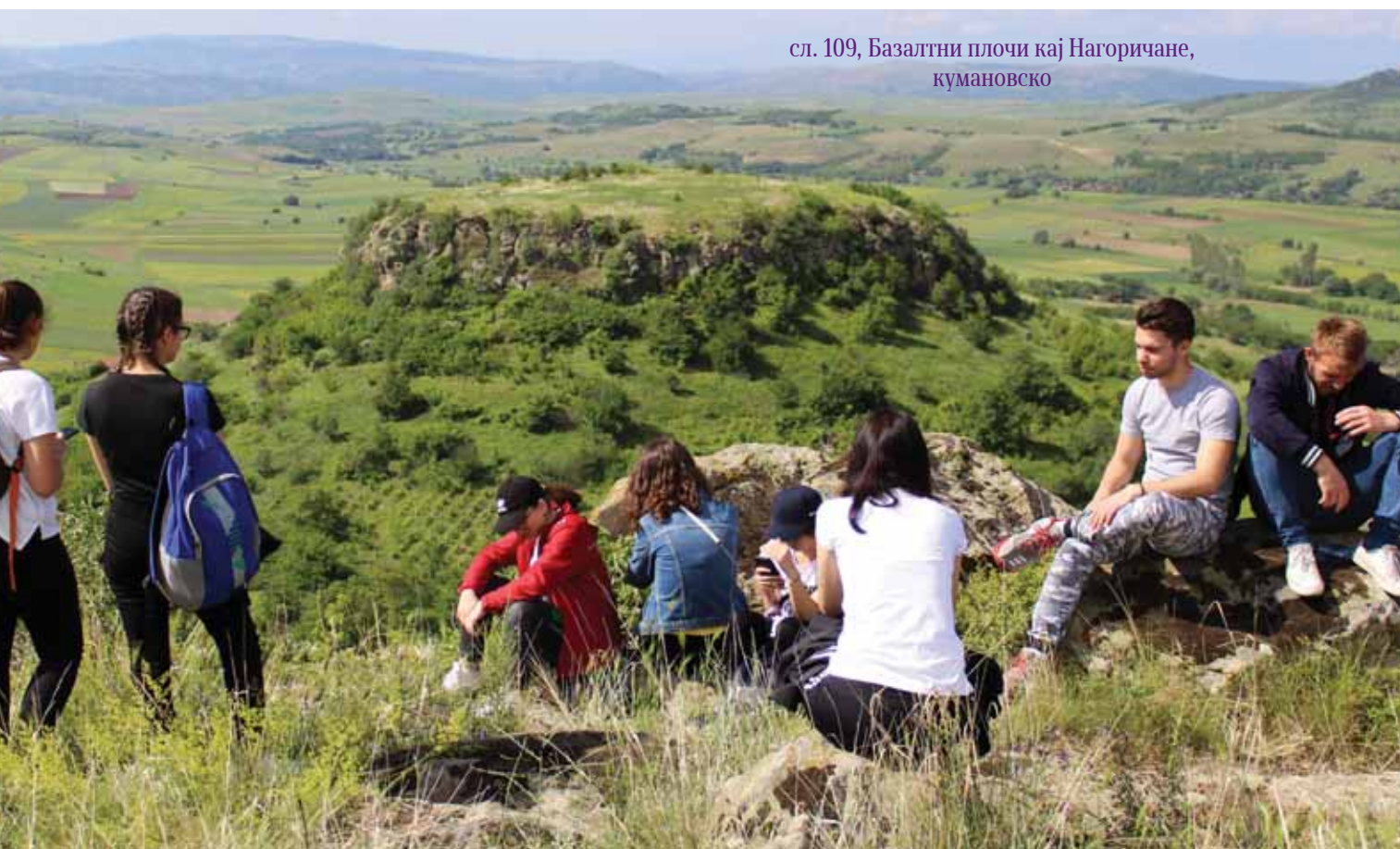
сл. 107, Морфоструктурна карта на Кратовско-злетовската вулканска област, според Серафимовски, Пејров (1990-91)

стрм пад. Вулканските центри, ориентирани покрај македонско - грчката граница се претставени со низи на купи и вулкански игли (некови), што стрчат во релјефот повеќе десетици до стотина метри (сл. 108). Такви се: Момина Чука, Дудица, Власов Град, Острец, Соколовец и др. Како изолирани форми тие се одвоени едни од други (длабоки дисецирани со водни текови), но

сепак претставуваат типичен палеовулкански релјеф. Останатите вулкански појави во Вардарската Зона се со помали димензии и имаат различна форма. Тоа се пробиви, како во терциерните така и во постарите наслаги. Главно претставуваат незначителни купести форми, вулкански плочи, или пак, недетерминирани ридчиња со благи падини.



сл. 108, Палеовулкански релјеф (вулкански купи) на планината Кожуф



сл. 109, Базалтни плочи кај Нагоричане, кумановско

Преграбенски долини

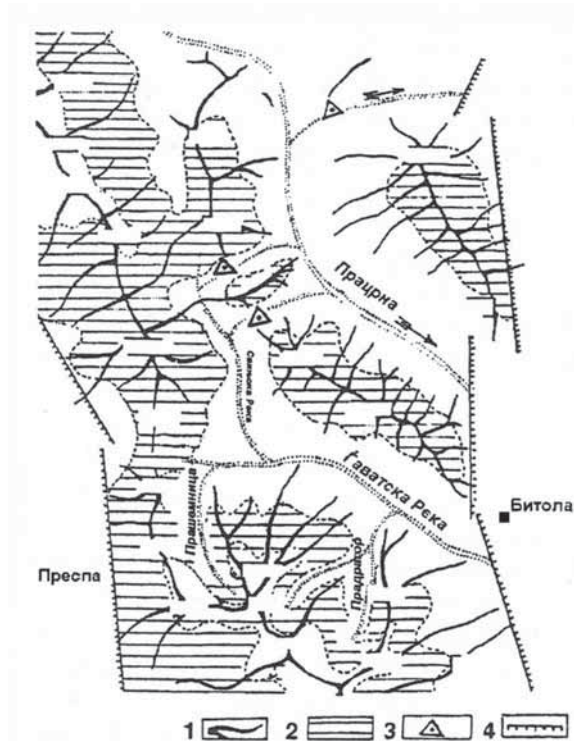
До пред неотектонската етапа и со нејзе создадените грабенски и хорстови структури, т.е. до средината на миоцен територијата на Македонија главно има карактер на нискобрановиден, речиси пинепленизиран (зарамнет) релјеф. Тогашната морфопластика, а со тоа и самата хидрографска мрежа е напoлно некомпатибилна во однос на современата. За делумни остатоци на пинепленизираниот преднеотектонски релјеф може да се сметаат високите површи на планините кои, сепак, доживеале значителни измени и деструкција, како со ендегените издигнувања, така и со егзогените флувијални, глацио - периглацијални а негде и со карстните процеси. Исто, така, значајна палеорелјефна специфика на територијата на Македонија се и, како што ги нарекол Цвијић, „преграбенскиите“ долини. Тоа се зачувани остатоци во денешниот релјеф на преднеотектонски речни долини.

Сочувани траги на преграбенски долини се забележуваат само во западните делови на Република Македонија. Такви се денешните пре-

вали: Стража (1.210 m) помеѓу Полошката и Кичевската Котлина, Калдрми Богаз (525 m) помеѓу Полошката и Скопската Котлина, Пресека (1.082 m), помеѓу Дебарца и Кичевската Котлина, Јама (1.507 m) помеѓу Кичевската и Дебарската Котлина, Плетвар (998 m) помеѓу Пелагониската и Раец, Барбарас (874 m), помеѓу Пелагониската и Порече и др. Сите тие асоцираат на протегање кон централните делови на денешната територија на Република Македонија, т.е. кон претходно споменатиот старотерциерен мегабасен. Реконструкцијата на положбата на овој мегабасен го објаснува отсуството на преграбенски долини во источните делови на Република Македонија

Превалот Ѓавато (1.169 m), помеѓу врвот Врешка (2.010 m) на југ (Пелистер) и планината Бигла на север, е мал дел (остаток) на старата преграбенска долина, и по *Стиојадиновић* (1951) претставува теснина на оваа долина. Според овој истражувач, од двете страни на патот, на самиот превал впечатливи се остатоците на две речни тераси, пониска на 1.185 m и повисока на 1.215 m, т.е. со релативни височини од 16 и 45 m. Траги на преграбенската Ѓаватска Река се забележуваат и кај селото Ротино. Овде се зачувани скалесто наредени речни тераси, две над и една под селото. Тие настанале со етапно всекување на старата (преграбенска) Ѓаватска Река. Според досега презентираниите сознанија, Ѓаватска Река тече од запад кон исток, односно на потегот од денешните превали Буково (1.207 m), помеѓу Охридската и Преспанската Котлина и споменатиот Ѓавато, помеѓу Преспанската и Пелагониската Котлина (сл. 110). Со неотектонските радијални движења и од нив создадените Охридски, Преспански и Пелагониски грабен, односно хорстовите Галичица и Пелистер, долината е раскршена и како нејзини остатоци се сметаат превалите Буково и Ѓавато.

Превалот Калдрми Богаз (525 m), или како што уште се нарекува „Тетовска Суводолица“, кој ја поврзува Полошката со Скопската Котлина, исто така, претставува впечатлив остаток на старата „преграбенска“ долина (сл. 111). *Цвијић* (1911) долината ја смета за прелимниска, со езерски седименти и тераси, преку која комуницирале Скопското и Полошкото плиоценско езеро. Според денешната пластика Вардар би требало да тече низ Калдрми Богаз кон Скопската Котлина. Меѓутоа, оставајќи го овој привидно полесен и пократок правец Вардар го заобикојува Жеден и се всекува во повисок терен, т.е. ја гради епигенетската Дервенска Клисура.



1. Гребен, 2. Површ, 3. Извршена пиратерија, 4. Расед

сл. 110, Преграбенски долини во југозападниот дел на Република Македонија, според *Стиојадиновић* (1951)



сл. 111, Преграбенската долина Калдрми Богаз помеѓу Полошката и Скопската Котлина

Фосилен абразивен релјеф

Во врска со *неојениите* езера на територијата на Македонија, т.е. со нивната генеза, седиментација, еволуција се бавеле повеќе еминентни истражувачи во еден подолг период. Досегашните сознанија во основа може да се поделат во две групи - концепции. Првата ја поставува *Цвијић*, а на примерот на Скопската Котлина и Поречкиот Басен детално ја разработува *Јовановић* (1927, 1931). Оваа концепција е дополнета од *Манаковиќ* (1968). Втората концепција е презентирана од *Измајлов* (1959, 1963), а успешно ја применуваат *Пејковски*, *Думуџанов* (сл. 103) и др.

Според *Цвијић*, Големото Егејско Езеро е со плиоценска и дилuviјална (плеистоцена) старост. Миоцен за него е прелимниска фаза, време на изградување на преграбенските долини. Егејското Езеро аа време на плиоцен изградило две тераси, повисока од 740 - 800 m со понтииска старост и пониска од 670 - 680 m - левантска старост. Меѓутоа, *Цвијић* (1911), исто така, напомува дека: „Ако имало постлимнички тектонски движења, терасите веќе не би означувале одредено езерско ниво“. *Јовановић* (1931) според истите принципи детално ја прикажал историјата на Скопското неогено езеро. Според езерските седименти над Горно Соње и Св. Петка и абразивните површи по рамката на котлината, тој утврдил дека максималната езерска трансгресија се случила кон крајот на миоцен, кога езерско-

то ниво достигнало до височина од околу 900 m. Од највисокото ниво езерото отпочнало ритмички да се повлекува, при што, во релјефната морфопластика оставило траги - *абразивни тераси*. Причина за езерската регресија биле тектонските движења надвор од котлината, иако нив ги имало и во нејзе. Меѓутоа, *Јовановић* не одредил на кое време се однесуваат поединечно абразивните тераси. *Манаковиќ* почетокот на езерската фаза во Средно Повардарие ја поставува, исто така, кон крајот на миоцен. Според него, централната езерска рамнина на Средно Повардарие била на височина од 600 - 620 m. Со прекршување истата во Скопската Котлина е спуштена на 245 m височина. Спуштањето изнесувало околу 400 - 450 m, што го утврдил компарирајќи со епигенетските појави во областа (*Манаковиќ* 1968).

Забелешки на теоријата за максимална горномиоценска трансгресија, а потоа сукцесивно повлекување на езерата низ целиот плиоцен се до плеистоцен (теорија базирана на геоморфолошките проучувања на абразивните тераси) изнел *Измајлов* (1959, 1963). Забелешките главно се однесуваат на карактеристиките на горно-миоценските седименти, кои укажуваат дека припаѓале на плитководна фација, што не се содејствува со длабочината на повардарските езера што требало да ја имаат за време на горно-миоценската трансгресија. Тврдењата дека абразивните тераси во релјефот на Скопската Котлина остануваат на иста височина за време на целиот езерски период (околу 13-15 милиони го-

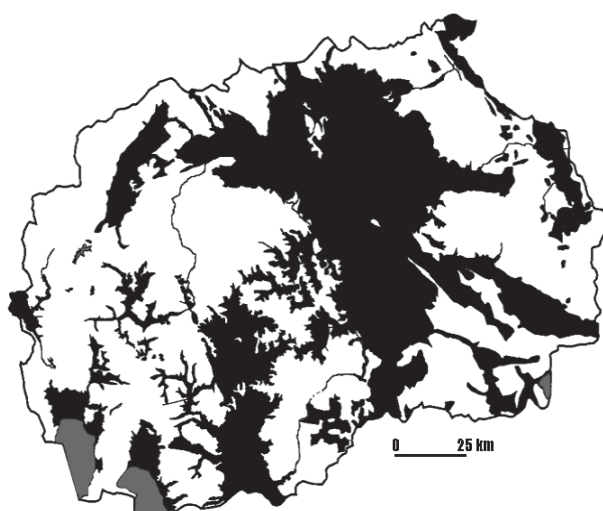


сл. 112, Фосилна морфопластика на дното на некогашното Мариовско Езеро

дини), исто така, е неодржливо. При оваа претпоставка, како што наведува *Измајлов*, потполно се изоставени зоните на издигнување и спуштање на котлината, односно создавањето скалеста тектонска структура (сл. 97). Според литолошките, палеонтолошките, неотектонските и други сознанија, *Измајлов* еволуцијата на повардарските неогени езера ја поставил дијаметрално спротивно од претходните истражувачи - геоморфолози. Езерската состојба во Повардарие, според него, започнува од штаерската орогена фаза. Во горен миоцен биле само две езера, големото Скопско и малото Тиквешко Езеро. Во текот на атичката орогена фаза, помеѓу Скопското и Тиквешкото, во мио-плиоцен се јавува Велешкото Езеро. Горномеоценските слоеви во Скопската Котлина се утврдени според наодите на мастадон во глинесто-лапоровита серија, додека со наодот на хипарионова фауна се утврдени долноплиоценските слоеви. Во среден плиоцен - родонска орогена фаза, се јавува оплитнување па и исушување на басенот (аридна фаза). Тоа е период на таложење на лапорците и создавање на тресетни и јагленови полиња. За време на родонската орогена фаза се развиваат грабенски депресији, односно се создаваат езерата во западните делови на Македонија (Охридско, Битолско, Кичевско). По релативно кратка сушна епоха настанува влажно време на плувиална епоха (горен плиоцен-еоплеистоцен), кога се таложи песочна серија, а езерата се прошируваат до најголемите граници (сл. 113). Тоа е состојбата на „Големите Езера“ во котлините. Надвор од

Вардарската Зона, кон крајот на плиоцен се создава и Полошкото Езеро.

Во средината на плиоцен по *Измајлов* доаѓа до тектонски движења (родонска орогена фаза) и создавање на котлините во западните делови на Македонија, додека *Dumurdjanov et. al.* (1997) нивниот постанок го поставува во долен плиоцен, што е потврдено и со фосилни остатоци кон крајот на 2002 година во реонот на Суви Дол (јужен дел на Пелагонија). Водите од Кичев-



сл. 113, Шематски приказ на „Средно Вардарското Езеро“ (именувано од Манаковиќ) за време на максималната езерска трансгресија



сл. 114, Маркантна напуштена „вклетштена“ меандра во долниот тек на реката Брегалница (неофосилна флувијална појава)

ското Езеро се сливаат во Треска (Поречко Езеро), која, поради издигнување на Марковиот Басен во Скопската Котлина (каде порано се вливала), продолжува по нов пократок пат, започнат уште во почетокот на плиоцен (Милојевиќ 1948). Со насочување на правецот кон денешното село Матка, Треска отпочнала да ја гради својата импозантна кањонска долина. Езерата во грабените по *Измајлов* се развивале по нормален пат. Никаква езерска предисторија во вид на Еордејски, Егејски итн езера немало. Отпрвин како мали, езерата постепено растеле, го менувале својот размер и водостој во зависност од климатските промени и тектонските движења. Во зависност од тоа, езерата ја менувале положбата и се прелевале меѓу себе. Длабочината на езерата се менувала, што се гледа од составот на талозите. Меѓутоа, тука никогаш немало мошне длабоки езера, не само такви како Бајкалското, туку изгледа и такви како Охридското (*Измајлов* 1958).

Според *Dumurdjanov et. al.* (1997) водните басени во рамките на Вардарската Зона се карактеризираат со четири (4) седиментациони циклуси: средно-миоценски (Скопски, Кумановски, Пробиштипски Басен), горно-миоценски (Велешки, Тиквешки, Мариовски Басен), плиоценски и еоплеистоценски (сл. 25).

Познато е дека кон крајот на левант дошло до заладување на два наврати, односно до појава на лацијациите Бибер и Дунав. Премионот

од плиоцен во плеистоцен се карактеризира со потопло време, што пак, условило зголемување на водната маса во езерските басени. Според *Измајлов* тоа е време на највисоката езерска фаза - горен плиоцен - еоплеистоцен (сл. 40). За време на влашките орогени движења, кои траеле долго време, се случувале тектонски потреси и мирни времиња со таложене на бигорливи варовници - бигрени плочи. Со влашката орогенеза е поврзано највеличественото збиднување во неотектонската етапа - пропаѓање на Егејското Копно, што е во непосредна врска со крајот на езерската состојба во Македонија.

Дека езерскиот период бил мошне долг укажува и дебелината на езерските наслаги, кои, на пример, во Скопската Котлина достигнуваат моќност и над 3.000 m. Тектонското раскршување на дното на Скопскиот Басен (создавање скалеста тектонска структура) следело откако сите овие наслаги веќе биле седиментирани. Настанувањето на езерските тераси не е можно да се претстави во времето пред да бидат наталожени езерските седименти до бигрените плочи. Според тоа, раскршувањето и пропаѓањето на езерското дно и со него на целиот лакустриски столб во Скопскиот Басен започнало не порано од гинц - миндел, што се совпаѓа со пропаѓањето на Егеида. При ова, младовлашката (гинц-минделска) орогена фаза била особено бурна и проследена со земјотреси (*Измајлов* 1963).

РЕЦЕНТЕН РЕЛЈЕФ

Создадената морфоструктура (хорстови и грабени) со доцнаалпските, претежно вертикални неотектонски движења го претставува *примарниот релјеф* на територијата на Република Македонија. На ваквиот, структурен релјеф, егзогените процеси во текот на квартерниот период, поточно од крајот на плиоцен, создаваат различни генетски релјефни форми што денес ги забележуваме во релјефната морфопластика.

Некои од нив, како плеистоцениот глацијален релјеф, некои елементи на флувијалниот и некои други се фосилизирани, а повеќето се во активна фаза на изградување. Значи, како рецентни (квартерни) се сметаат: глацијалниот, периглацијалниот, карстниот, флувијалниот, рецентниот абразивен и денудацискиот релјеф.

Форми настанати со распаѓање на карпите и ерозија на почвата (денудациски релјеф)

Покрај макрорелјефните, на територијата на Република Македонија се застапени и различни типови на **микрорелјефни** форми. Освен по својот изглед микрорелјефните форми меѓу себе се разликуваат и според генезата, супстратот од кој се изградени, еволутивниот развојот и сл. Формите изградени во цврсти карпи, како и оние што настанале со ерозија на педолошкиот супстрат се најзастапени. Сите тие ја претставуваат скулптурата на релјефот и ги дополнуваат поголемите релјефни форми, односно се накалени на нив. Во однос на акумулативните превладуваат ерозивните форми, што е и разбирливо ако се земе фактот дека 20.260 km², или 80 % од територијата на Република Македонија е зафатена со ерозија (Андоновски 1996).

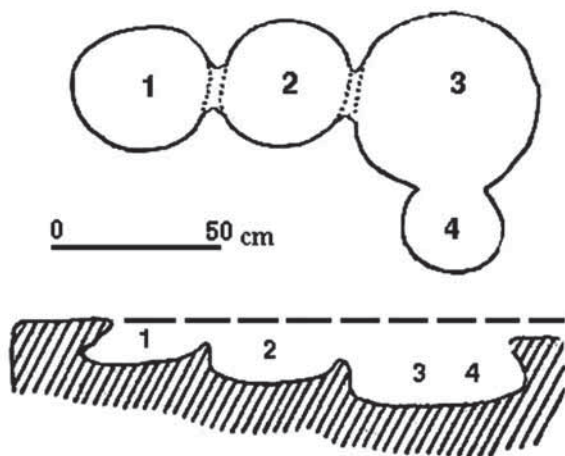
Класификацијата на формите настанати со распаѓање на карпите, т.е. со ерозивно-аккумулятивните процеси може да се изведе на различни принципи. Ваквите релјефни форми може да се поделат според постанокот (генетски), формата или изгледот што го имаат (морфогрфски), димензиите на појавата (морфометриски) и сл. Многубројните и различни релјефни форми на Селчка Планина В.С. Радовановиќ (1928) ги поделил на три основни групи, и тоа: група на мали карпести форми, форми на остенци и блокови и вдлабнатини во гнајните карпи.

Остенците и блоковите се јавуваат во групи или единечно, како осамени појави. Нивна забележителна присутност е регистрирана, како што е напоменато, на Маркови Кули - Селчка Планина, иако се сретнуваат и на други простори (Китка, Манговица, Бабуна, ...). По својот изглед тие може да бидат најразновидни (сл. 117). Посебно впечатлив е остенокот со изглед на слон во подножјето на Маркови Кули. На самите блокови, на релативно зарамнети површини се соз-



сл. 115, Микрорелјефни форми, камени стапалки на локалитетот Маркови Кули

даваат микрорелјефни форми. Ваквата појава првенствено се однесува за цврстите магматски карпи иако се сретнуваат и на карбонатна основа.



сл. 116, Сраснати стапалки во единствено корито со прагови на зарамнетиот дел на остенок на врвот Кукул, според Радовановиќ (1928).

Вдлабнатините на хоризонтални површини по Радовановиќ (1928) се јавуваат главно во три преодни форми. За основна (примарна) форма

ги смета лочките или **чашки**. Како нивна зрела форма се јавуваат **стапалки** и **котли**, а како крајна, сенилна форма, која настанува со сраснување на котлите се **корииаи**. Терминологијата на ваквите различни форми е народна. Најмалите и најситни вдлабнатини (лочки или чашки) се примарна, почетна појава. Тоа се редовно сосема мали вдлабнатини на хоризонтални површини, длабоки од 2-3 cm до 5-10 cm и со пречник од 4-5 cm до 20-30 cm. Формата им е потполно тркалезна или општо заоблена, често и елипсовидна. Кога чашките доволно ќе се развијат и ќе се здобијат со зрела форма преоѓаат во прави стапалки (сл. 115). Иако се јавуваат на различна петрографска основа забележителна е нивната типичност во крупнозрнестиите гнајсгранити. По дното, како и долж нивната рамка, се забележува свежо распаѓање, а на самото дно е распаднатиот грус со разни индивидуални кристалести агрегати. Неговото распаѓање е од скоро, т.е. сеуште не е однесен со ветровата дефлација. По дожд или со топењето на снегот ваквите микрорелјефни форми се речиси секогаш исполнети со вода. Се до испарувањето водата делува хемиски и механички на нивна еволуција. Крајна, сенилна форма во еволуцијата на котлите се големите корита. Тие настануваат со сраснување на стапалките или котлите. Нивната наједноставна форма се создава со сраснување на две поголеми стапалки, т.е. котли, поради што, најчесто се двокружни. Корита-



сл. 117, Карпеста пирамида висока 10 m со форма на птица или желка на планината Мумџица на планинскиот масив Јакупица



сл. 118, Дел од маркантниот денудациски релјеф на заштитеното подрачје, споменик на природа „Маркови Кули“, впишано на привремената листа на УНЕСКО (2004 год) за светско природно наследство

та може да настанат и од поголем број меѓусебно сраснати стапалки и котли. Најчесто, во ваква ситуација може да се набљудува нивниот различен степен на еволуција.

Југозападно од Златоврв (1.422 m), на врвот Кукул (980 m) има неколку големи, сосема ниски плочести остенци изградени од биотитски гнајсгранити. На еден од нив *В.С. Раговановиќ* забележал сраснување на четири стапалки во издолжено скалесто корито со прагови (сл. 116). Секоја од стапалките е речиси сосема тркалезна. Помеѓу првата и втората и втората и третата се задржале прагови, додека помеѓу третата и четвртата прагот еволутивно е отстранет. На истиот локалитет е забележано и корито со неправилна трикружна форма (110 X 53 cm) длабоко 17 cm. Скалесто корито, без прагови, на плочест остенок се забележува и на врвот Рајкоица северно од Прилеп. Настанато е со сраснување на три големи котли. Праговите помеѓу нив сосема се разорени, иако дната им се скалесто поставени. Коритото е долго 2 m, широко 60 cm и длабоко 30 cm. На споменатиот врв, на столест остенок вдлабено е двојно корито со два сраснати дела. Едниот дел е со димензии 130 X 140 cm со длабочина од 29 cm, а другиот 150 X 160 cm - длабок 25 cm. Помеѓу нив е сосема тесен канал изграден во потполно разорениот праг. На падините на Рајкоица кон Дабничка Река, *Раговановиќ* го забележал најдлабокото и најголемо корито издлабено на огромен столест остенок. Не-

говите димензии се 4 X 5 m, додека длабочината му достигнува 1 m. Како и останатите и ова корито настанало со сраснување и натамошно проширување и вдабување на други помали корита.

На вертикалните делови на цврстите карпи, исто така, се јавуваат вдлабнатини, главно издвоени во два типа: „гнајсни пештери“ (според *Раговановиќ*) и „гнездести дупки“ (сл. 119). Гнајсните пештери се одредени вдлабнатини, најчесто поткапини, генетски сосема различни од карстните, додека гнездестите дупки, кои се јавуваат на одсеци (вертикални делови на карпите) се далеку помали, најчесто со дијаметар од околу 10 cm. Од останатите микрорелјефни форми, интересна е појавата на топчести кугли кај селото Уланци (*Раговановиќ* 1937), а особено регистрираните во 2002 година специфични чиниести форми изградени од цврсти горнокредни песочници (сл. 120). Ваквите чиниести појави (околу педесетина на број) се забележани источно од Уланци, во незначително еродиран дол. Нивна особена карактеристика е идентичната, крстовидна распуканост (с-ј - и-з) со незначително скршнување за 10° кон североисток на основната пукнатина. Просечните димензии им изнесуваат 50 X 50 cm иако ги има и со дијаметар од 1 m. Од останатите денудациски форми, создадени во растресити слабо врзани или цврсти седименти карактеристична е појавата на земјени пирамиди. На територијата на Република Македонија нивното присуство е позабе-



сл. 119, Селективно раздробивање на гранодиоритните карпи на локалитетот Маркови Кули и создавање „гnezдести дупки“



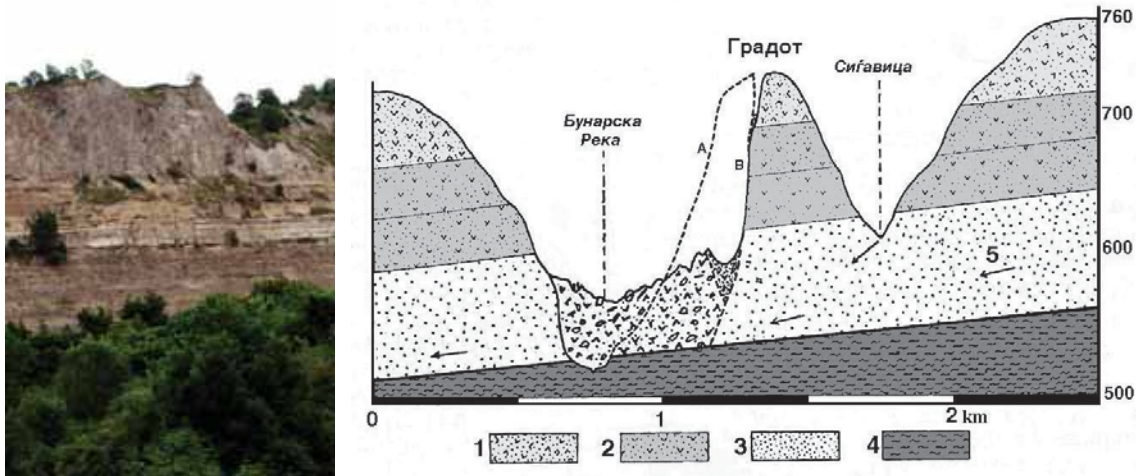
сл. 120, Специфични чиниести микрорелјефни форми изградени во горнокредни песочници кај селото Уланци

лежително кај селото Куклици, источно од Куманово, кај селото Нов Иственик, западно од регионалниот пат Делчево - Берово, како и во сливот на Бошава - Демир Капија.

На територијата на Република Македонија, главно долж рабните (ридести) делови на котлините, каде се зачувани плиоцени глинести седименти се јавуваат лизгалишта. Нивна позабележителна појава е регистрирана во централните, аридни делови на Македонија (Тиквеш, Велешко), но и во Пелагонија, Делчевско, долината на Радица и други места. Едно од најмаркантните е лизгалиштето „Градот“ во сливот на Ва-

ташка Река (сл. 121). Уривањето на дел од ридот Градот се случило на 5 септември 1956 година, при што се затрупани 11 лица и над 1.000 овци. Сурнатите, околу 15.000,000 m³ земја ја преградиле Бунарска Река и овозможиле создавање на специфично по својот постанок природно езеро (Манаковиќ 1960).

На овие простори е карактеристично и лизгалиштето во близината на Неготино. Како позабележителни се и лизгалиштата кај месноста „Сурнати Ридој“ во близина на Битола (Ангонovski 1982), лизгалиштето кај селото Битуше (Манаковиќ 1974) и др.



1. Туф, 2. Туф наталожен во водна средина, 3. Песоци, 4. Глина, 5. Правец на оттекување на подземната вода, А. Ридот Градот пред сурнување, В. По сурнувањето.

сл. 121, Попречен профил на лизгалиштето Градот - кавадаречко, според Манаковиќ (1960)

Рецентен абразивен релјеф

За генезата на езерските басени и трагите на поранешните езерски состојби, како и за нивниот крајбрежен релјеф на територијата на Македонија во геоморфолошка литература е посветено солидно внимание. Меѓутоа, трудовите што ја опфаќаат морфогенезата и класификацијата на крајбрежната морфологија на денешните езера се малубројни. Неколкуче трудови првенствено се однесуваат за басенот на Охридското Езеро (Кировски 1974, Сџојадиновиќ 1968, 1974), додека на останатите речиси воопшто не им е посветено внимание.

Брегот на Охридското Езеро од генетска гледна точка е разновиден (сл. 122). Од неговата вкупна должина (86,0 km) најголем опфат имаат стрмните делови - 63,1 km (Сџојадиновиќ 1968), кои може да се сметаат за **шекџоноџени**, каде раседните дислокации се поклопуваат со бреговата линија. Такви се претежно западниот и источниот брег. Стрмните брегови моделирани со дејство на брановите се дел од абразивниот релјеф, односно тоа се **абразивни брегови**. Дел од северниот и јужниот брег на Охридското Езеро се наоѓаат на езерски седименти (песоци и чакал), со што имаат **лимноџен** карактер. Езерскиот брег долж делтите (устијата) се одликува со речно-езерски седименти. Ваквите делови се обраснати со крајбрежна вегетација, а ги има на устијата на Червава, Раче и Коселска Река. Овие брегови може да се сметаат за **џаџамоџени**.

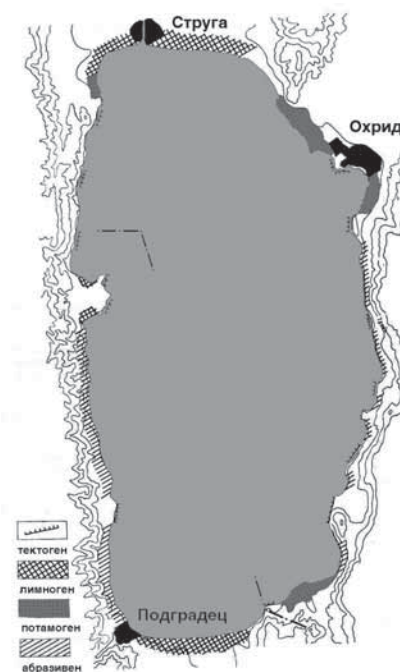
Силината и трајноста на делувањето на абразијата на поделни делови од брегот на Ох-

ридското Езеро може да се следи според развиеноста на формите што овој геоморфолошки процес ги создал. Уште Goebel (1919) забележува дека бреговата линија некогаш, повеќе или помалку одговарала (била идентична) со правецот на протегање на раседната дислокација, но поради абразивните процеси е поместена кон копното. Oestreich (1902) трајноста и силината на абразијата ја докажува со заоблените варовнички облупоци во заливот кај Трпејца. На Охридското Езеро, како фосилните така и рецентните клифови создадени со процесот на абразија се развиле а и денес се сочувани единствено во цврстите варовнички маси. Нив повеќе ги има на источниот брег, под Галичица, а помалку на западниот, на полуостровот Трепет, над селото Радожда и кај манастирот Св. Богородица - Калишка. На источниот брег, под Горица, во должина од околу 1 km се наоѓа млад (активен) клиф со височина од 10 до 15 m. Кај Пештани е застапена наведната кон езерото зарамнина (фосилна абразивна тераса) која завршува со стрм отсек - клиф висок 70 m. Јужно од Пештани, до манастирот Св. Заум, под Голем Осој (1.006 m) брегот е претставен со клиф чија височина изнесува од 15 до 70 m (сл. 123). Дел од клифот, т.е. неговите отсеци јужно од Трпејца и кај Говедарник се нависнати над езерото. На западниот брег, помеѓу селото Калишта и манастирот Св. Богородица се наоѓа активен клиф изграден во банковидни варовници со должина од 4 km. Жалата се застапени на северниот (Калиште - Подмоље) и јужниот брег (Св. Наум - Подградец). Тие не се резултат на завршен стадиум на абразивниот процес,

туку се создадени на дното на поранешните заливи од каде езерото се повлекло до рецентната крајбрежна линија. Тесни, песочно-чакалести рецентни абразивни тераси се застапени под фосилните клифови на Говедарник, Радожда и кај манастирот Св. Богородица - Калишка.

Петрографскиот состав, густината и вкрстеноста на пукнатините долж крајбрежниот појас, како и карактерот на подводното крајбрежје, траењето и интензитетот на брановите и осцилацијата на нивото на езерото се важни фактори за настанокот, развитокот и исчезнувањето на формите на абразивниот релјеф. При ова, поважна улога има механичката сила на брановите отколку хемиското растварање на варовниците. Од издлабените бранови поткапини на источниот брег на Охридското Езеро се развиле повеќе помали крајбрежни пештери (Точковски 1970, Стојадиновиќ 1968, Манаковиќ, Андоновски, Колчаковски 1993).

Брегот на Преспанското Езеро, како и на Охридското, исто така, има полигенетски карактер. Неговите северни делови (Езерани) влегуваат во



сл. 122, Генетски типови брегови на Охридското Езеро, според Стојадиновиќ (1974)





сл. 123, Рецентни клифови долж западниот брег на Преспанското (лево)
и Охридското Езеро (десно)

категијата на лимногено - фитогени брегови. На источниот дел, долж подножјето на Пелистер доминираат потамогените брегови на Кранска и Брајчинска Река. На западниот брег (Галичица) е застапен типичен рецентен абразивен

брег со абразивни тераси и клифови (сл. 123), а кај Стењскиот Залив е лимноген. За островот Голем Град се карактеристични рецентни клифови, кои фактички во целос го заобиколуваат неговиот брег (сл. 217).



сл. 124, Денудациски релјеф на локалитетот
„Куклица“, Кратовско

Флувијален релјеф

Како резултат на неотектонските процеси и со нив создадените морфоструктурни целини (грабени и хорстови), мозаично распределени низ целата територија на Македонија, предплиоценскиот, речиси пинеплиенизиран релјеф и неговата хидрографска мрежа се потполно разбиени. Со пропаѓање на Егејското копно и создадената нова долна ерозивна база е овозможено отекнување на најголемиот број езера (сл. 103-Е). На моќните плиоценските наслаги, по дното на котлините се создава новата хидрографска мрежа, а теснините преку кои езерата меѓусебно комуницираше продолжуваат со флувијалната ерозија да се изградуваат во маркантни клисури. Покрај грабените и хорстовите, основната морфолошка физиономија ја чинат клисурестите долини. Всушност, флувијалните релјефни форми, флувијалниот релјеф е доминантната рецентна појава на територијата на Република Македонија.

Протечните води што се формираат на територијата на Република Македонија (нејзината хидрографска мрежа), припаѓаат на три главни

речни системи, т.е. на сливот на Вардар, Црн Дрим со Преспа и Струмичка Река. Водите на Вардар и Струмичка Река гравитираат кон Егејското, додека Црн Дрим своите води ги насочува кон Јадранското Море. Ако се одземе делот што припаѓа на Република Грција (6.834 km^2) и оној на Србија, т.е. на Пчиња и Лепенец (1.210 km^2), тогаш во Република Македонија сливната површина на Вардар изнесува 20.357 km^2 , или 80 % од нејзината територија. На Црн Дрим со Преспа припаѓаат 3.350 km^2 (13 %), а на сливот на Струмичка Река 1.535 km^2 (7 %). Освен овие три главни слива, како засебна целина се јавува и сливот на Циронска Река (95 km^2), која го опфаќа поголемиот дел на Огражден и мал дел на Малешевските Планини. Нејзините води гравитираат кон исток, на територијата на Бугарија, т.е. се дел од сливот на реката Струма. Воедно, мал, изворишен дел на Биначка Морава, која припаѓа на сливот на Црно Море е на територијата на Република Македонија.

Смената на котлинските и клисурестите делови во долината на реката Вардар играат главна улога во формирањето и развојот на коритото, т.е. ги условиле неговите основните карактеристики. Вардар во Полог, освен реката Лакави-



сл. 125, Дел од Таорската Клисура пред Велешката Котлина



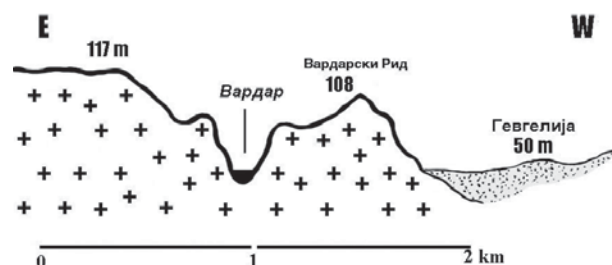
сл. 126, Епигенетско всекување на реката Бабуна (клисура Пешти)

ца и неколкуте помали водотеци создадени од Чегранските, Волковскиот и врутокот Јаворка, сите притоки ги прима од левата страна кои до-текуваат од Шар Планина. Повеќето имаат по-роен карактер, што предизвикува транспорт на огромно количество наносен материјал. Поради ова, коритото е потиснато долж југоисточниот раб на Котлината, т.е. непосредно во подножје-то на Сува Гора и Жеден. Напуштајќи ја Полош-ката Котлина, Вардар ја гради лаковидната Дер-венска Клисура, свртувајќи од правецот југоза-пад - североисток кон југоисток. Десниот дел на клисурата е целост изграден од тријаските ва-ровници на планината Жеден, додека левиот во почетниот дел е незначително всечен во палео-зојски филити а понатаму и во радушкиот пери-одитски масив. Влегувајќи во Скопската Кот-лина Вардар ја пресекува својата фосилна - пле-истоцена делта (сл. 24). Во Скопската Котлина, особено низводно од вливот на Маркова Река, коритото на Вардар е мошне нестабилно. Тоа е резултат на успорување на нормалното оттеку-вање и намалувањето на преносната моќ на ре-ката. Поради тоа Вардар во овој дел се здобил со изглед на рамничарска река, со бавен меан-дерски тек и изразена компонента на странич-но поместување.

Таорската Клисура на реката Вардар во ос-нова може да се подели на два дела. Првиот, до пред селото Пакошево е доста широк, каде се јавуваат само помали брзаци. Од Пакошево до влезот во Велешката Котлина, клисурата се од-ликува со високи и стрмни страни со различен

геолошки состав (сл. 125). Во овој дел, од левата страна се влива Пчиња, која изградила типична епигенетска клисура. Во релативно малата Ве-лешка Котлина коритото на Вардар има кри-вулеста форма. Низ самиот Велес се до вливот на реката Бабуна коритото е изградено во цвр-сти шкрилци и варовници („Велешка серија“). Низводно од Бабуна, до почетокот на Демирка-писката Клисура, Вардар ја гради својата доли-на низ Тиквешкиот Басен. Овде Вардар се всеку-ва во млади геолошки творби. Палеогените се-дименти претставени со долги и широки благо-брановидни антиклинали и синклинали се сос-тавени од сивозеленикави и жолти песочници со делумни сочива на сиви варовници во поди-ната и лапорци и глини во повлатата. Како наја-ридно подрачје во внатрешноста на Балкански-от Полуостров, овде поројните водотеци кои до-текуваат од повисоките делови депонираат во Вардар големи количества наносен материјал од кого се создаваат помали и поголеми песоч-ни бедеми. Алувиумот во кој Вардар го всекол (создал) своето корито овде е ограничен со ни-ски ридчиња. Тоа се всушност делови на дисеци-рани тераси, едната висока околу 40 m, а друга-та 8-10 m (сл. 128). Поради ваквите карактерис-тики широчинскиот појас каде Вардар може да го менува своето корито е стеснет (ограничен) на мали површини.

Демир Капија, која ги поврзува Тиквешка-та и Валандовската Котлина, претставува една од најимпозантните делници на реката Вардар. Овде коритото е широко околу 60 m, додека на



сл. 127, Епигенетско всекување на реката Бабуна (лево) и реката Вардар во Гевгелиската Котлина (десно)

места вертикалните страни се високи над 250 m. Почетниот, маркантен дел на Демиркаписката Клисура е всечен во јурски варовници додека останатиот, подолг дел е изграден во магматити, главно дијабази. Кон крајот на клисурата, каде има неколку помали ерозивни проширувања, долината постепено се проширува на околу 1 km.

Коритото на Вардар низ Валандовската Котлина веќе има карактер на рамничарска река. Текот е бавен и мирен а страничната ерозија е потенцирано интензивна. Уривањето на брегот и хоризонталното поместување на коритото е значително, слично како во Скопската Котлина. Помеѓу селата Миравци и Смоквица со странична ерозија Вардар ја проширил својата долина, со што Валандовската и Гевгелиската Котлина денес претставуваат единствена морфолошка целина. Непосредно пред Гевгелија, Вардар епигенетски ја пресекува дијабазната греда (Вардарски Рид) која се протега напречно во однос на водниот тек (сл. 127).

Од вкупната должина на реката Вардар 2/3 (207 km) се рамничарски, а 1/3 (94 km) е претставена со клисури. Ваквиот распоред има свои соодветни реперкусии врз ерозивно - акумулативните процеси. Секој влез во клисурите се однесува како брана која условува успорување на речниот тек, што пак, ја намалува неговата транспортна моќ и овозможува депонирање на наносен материјал. Истото предизвикува издигнување на коритото (намалување на неговиот пад) со сите регресивни реперкусии врз ерозивно-акумулативните процеси во надводниот дел. Според тоа, пред влезот на клисурите се создава одредена секундарна ерозивна база за непосредната надводна делница на речниот тек, која игра одредена улога во нејзиниот развој. Изложението за надолжниот профил укажува дека ос-

новната карактеристика на коритото на Вардар е што нема континуиран пад низ целата должина од горниот кон долниот тек, туку е со скокови (скалеста форма) со изразени клинесте делови во клисурите и широки делови во котлините. Меѓутоа, ако се разгледаат засебно клисурестите и котлинските делови, се забележува дека сите тие низводно имаат помал пад.

Главните притоки на Вардар: Црна Река, Брегалница, Пчиња и Треска заземаат вкупна површина од 13.822 km², односно 68 % од сливната површина на Вардар, или 53,7 % од територијата на Република Македонија (Гашевски 1978). Главните притоки на Вардар и самите имаат голем број притоки со должина од над 10 km.

Црна Река е најголемата притока на Вардар со сливна површина од 5.890 km². Од оваа површина на Република Македонија и припаѓаат 5.130 km². Горниот дел на нејзината долина, до селото Бучин (Демир Хисар), има клисурест карактер но и одделни значителни ерозивни проширувања. Од Бучин се до Скочивир тече низ пространата Пелагониска Котлина. Во јужниот дел, кај селото Скочивир прави големо лактесто скршнување и од дотогашниот југоисточен правец свртува на североисток. Скочивирската Клисура, која се протега од истоименото село (југоисточен раб на Пелагониската Котлина) до влезот во Тиквешката Котлина е со должина од речиси 100 km. Црна Река во реката Вардар се влива кај Стоби на височина од 129 m и е со среден пад на целата должина од 3,1‰.

Сливот на реката Црна има одредена асиметричност. Од десната страна дотекуваат 15 водотеци со вкупна сливна површина од 2.578 km², додека од левата се вливаат само 5 со површина од 1.507 km².

Изворот на реката **Брегалница**, т.е. доста добро развиената изворишна челенка се наоѓа источно од Берово, под Ченгино Кале (1.748 m) на височина од 1.720 m. Напуштајќи ја Делчевската Котлина, од вливот на Очеполска Река (десна притока на Брегалница) па се до влезот во Кочанската Котлина ја гради Истибањската Клисура во должина од 39 km. Нејзина втора, позначајна клисура е низводно од Штип, до вливот во реката Вардар (137 m нв). Овде, долж речното корито, всечено во палеогени седимен-

ти (сл. 114), се изградени повеќе вклетшени меандри (Manaković 1977). Вкупната должина на Брегалница изнесува 225 km, со среден пад на коритото од 7,0 ‰ и вкупна површина на сливот од 4.307 km².

Изворишниот дел на реката **Пчиња** е во југоисточниот дел на Србија (Трговиште). На територијата на Македонија влегува низводно од манастирот Св. Прохор Пчињски. Пчиња, како и останатите поголеми притоки на Вардар има композитен карактер со клисурести и рамни-



сл. 128, Речна тераса на реката Вардар на влезот во Тиквешката Котлина

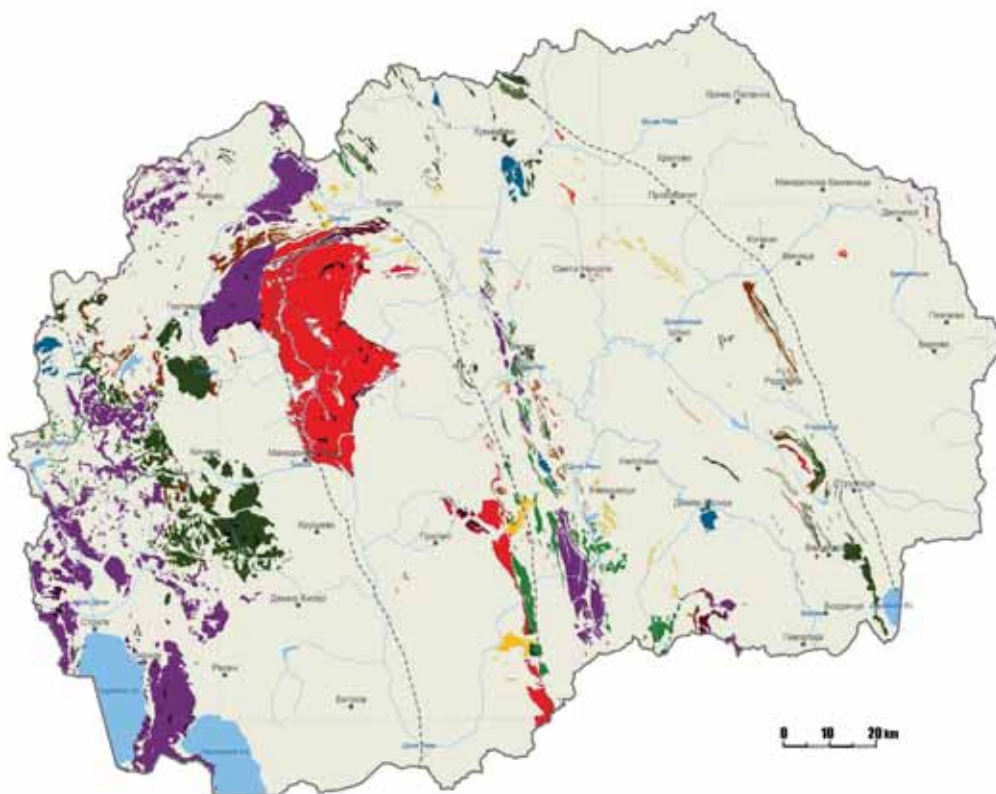


сл. 129, Алувијална рамнина на Злетовска Река

чарски делници. Помеѓу Ново Село (Србија) и селото Пелинце на територијата на Република Македонија, Пчиња изградила типична клисура со должина од 15 km. Бислимската Клисура, помеѓу вливот на Кумановска Река и селото Пчиња е долга 6 km, додека атрактивната Бадерска Клисура, помеѓу селото Бадер и нејзиниот влив во реката Вардар со изградени две вклетени меандри има должина од 9,5 km. Должината на реката Пчиња изнесува 135 km, со просечен пад на коритото од 10,9 ‰. Површина на нејзиниот слив е 2.840 km², од кои на територијата на Република Македонија се наоѓаат 2.317 km².

Реката **Треска** (десна притока на Вардар) извира од силен врток кај селото Извор (Кичевско). Помеѓу Кичевската Котлина и Македонски Брод ја изградила Бродската Клисура (17,5 km), од каде навлегува во Поречкиот Басен. Овде, исто така, на одделни делови има клисурест карактер. Од селото Здунје до селото Шишево на влезот во Скопската Котлина ја создала импозантната клисура Матка, која делумно има и кањонски карактер. Нејзиниот влив во реката Вардар (261 m) е кај рекреативниот центар Сарај. Должината на Треска е 130 km, со среден пад од 3,7 ‰ и сливна површина од 2.068 km².

Освен големите притоки (Пчиња, Брегалница, Треска и Црна Река), останатите позначајни притоки на реката Вардар имаат релативен пад поголем од 10 ‰. Од нив повеќе од половината се со просечен пад поголем од 50 ‰, а добар дел од нив и со над 100 ‰. Како последица на ваквиот пад но и на климатските прилики овие водотеци повремено имаат пороен карактер, со што еродираат, носат и депонираат во рамничарските делови често огромни количества наносен материјал. Според средната височина на сливовите, како и според падовите на надолжните профили на водотеците, првенствено на помалите, може да се заклучи дека најголем дел од нив се формирани во планински подрачја. Тоа особено се однесува за сливот на реката Црн Дрим и Вардар до вливот на Пчиња. Надолжниот профил на водотеците главно се состои од три дела: *јорен* со релативно мал пад, *среден* со најголем и *долен* со најмал пад. Тоа доаѓа оттаму што на планините во Македонија, особено на повисоките (над 1.800 m) се забележуваат зарамнини - површи. Овде, во највисоките делови падот на водните текови е просечно помал од нивниот вкупен пад. Меѓутоа, во средишните делови, до влезот во котлински простори, како резултат на



сл. 130, Распространетост на карстот и старост на карбонатните карпи во Република Македонија, според Колчаковски, Бошковска (2007)

раседните дислокации со кои се обрабени речиси сите котлини, падот е псобено голем, односно најголем на целата должина. На ваквите простори вертикалната ерозија (вдлабувањето на речното корито) е најголема. За разлика од овој, долните делови на речните корита имаат најмал пад, поради што овде се присутни акумулативните процеси, односно депонирање на наносниот материјал.

Карстен релјеф

Карстот во Република Македонија, кој зафаќа површина од 2.724 km² (10,6 % од нејзината територија) е несоодветно распространет (сл. 130). Најмногу е застапен во Западно-македонската Зона и Пелагонискиот хорст-антиклинариум. Нешто помали оази на карст се сретнува-

ат во Вардарската Зона, а далеку најмалку е присутен во Српско-македонскиот Масив, поточно Краиштитната Зона. Најголемите карстни површини се сретнуваат на планините: Жеде (1.259 m), Бистра (2.163 m), Галичица (2.288 m) и Јакупица (2.540 m), како и во Поречкиот Басен, изворишниот дел на Црна Река и во Мариово. Помали карстни оази се застапени долж долината на реката Вардар (Таорска Клисура, Велешка Котлина, Демир Капија), а далеку најмалку во источните делови на Македонија, односно на планините Плачковица (1.754 m) и Влаина (1.932 m).

Староста на карбонатните карпи во Република Македонија е различна, со мошне широк временски дијапазон. За најстари се сметаат прекамбриските мермери и доломитските мермери во Пелагонидите, чија моќност на поедини делови изнесува над 2.000 m (Мокра - Поречки Басен). Старопалеозојски мермери се сретнуваат во вид на греда помеѓу Дојран и Валандово,



сл. 131, Фосилен понор во долината на Крапска Река, влезот на пештерата Пешна (40 X 30 m) и шематски приказ на хидролошката врска помеѓу реката Крапа од десната и врукотот Асаноец од левата страна на реката Треска, според Манаковиќ (1962)

а со ордовициумска старост е мермерната греда на Плачковица (1.754 m). Палеозојски мермери се застапени и на Скопска Црна Гора (1.651 m), Шар Планина (2.748 m), Баба Сач (1.697 m) и Буковик (1.582 m).

Најраспространетите карбонати на територијата на Македонија се од тријаска старост. Во Вардарската Зона тријаските карбонати се сретнуваат во Таорската Клисура, долж клисурестите долини на реките Бабуна и Тополка, во долниот тек на Црна Река и на планината Кожуф (2.165 m). Во Западно-македонската Зона најмногу ги има на Бистра (2.163 m), Стогово (2.268 m) и посебно на Галичица (2.288 m). Од масивни мермеризирани варовници (тријаска старост) речиси во целост се изградени планините Сува Гора (2.062 m) и Жеден (1.259 m). Со оваа старост се и варовниците на планината Влаина (1.942 m) во крајниот источен дел на Република Македонија.

Варовници од јурска старост се застапени во Демир Капија, долж долината на реката Пчиња

- кумановско и на планината Кораб (2.753 m). Масивни и плочести варовници со кредна старост се сретнуваат по долините на реките Бабуна и Тополка, Лепенец и Црна Река (Мариово). Палеогени варовници се застапени во близината на Штип (село Радање), додека бигорливи варовници со квартерна старост има кај селото Бешипште (Мариово), по долината на реката Раец и во Скопската Котлина.

Карстот во Република Македонија, како што е напоменато не претставува компактна (засебна) целина, односно е застапен во вид на помали или поголеми оази. Во зависност од литофаџијалните карактеристики со кои се опкружени карбонатните карпи, се развива и специфичен „оазен“ тип на карстна хидрографија (Манакоски 1980). Ваквите особености на карстот во Република Македонија директно ја условиле морфогенезата на површинските, а посебно на подземните карстни форми (сл. 131).



сл. 132, Еволуција на бунарести шкрапи во мрежести и понатаму во groot долж источниот раб на клисурата Матка



сл. 133, Типичен карстен котел (2.210 m нв) на Карацица со задржување на снег во текот на целата година

Површински карстни форми

Површинските карстни форми на територијата на Република Македонија се претставени со речиси сите генетски типови што се јавуваат во карстот.

Од микрорелјефните карстни форми доминира појавата на шкрапи, со неколку регистрирани типа, додека камените стапалки, за разлика од шкрапите на карстните простори поретко се сретнуваат. Шкрапите може да се забележат во различни еволутивни стадиуми. Еден од маркантните ридови во околината на Велес и го носи името „Гроош“ (675 m), што всушност означува краен еволутивен стадиум - претварање на шкрапите во камењар. Главно доминираат ребрестите, а поретко, на благо наведнати или хоризонтални терени може да се забележат и мре-

жести шкрапи. На планината Караџица е регистрирана ретката појава на меандерски шкрапи (Колчаковски 1988), додека долж источниот раб на клисурата Матка се јавуваат бунарести шкрапи (сл. 132), регистрирани како засебен тип од овој локалитет и во меѓународната литература (Rubin et.al 1986).

Вртачите (класична појава на карстот) се јавуваат на речиси сите простори, од најмалите карстни оази до маркантните карстни региони и на сите надморски височини. Нивна позначајна концентрација е забележана во североисточните делови на Галичица, во северните делови на Сува Планина, на Сува Гора, Бистра итн. Од генетските типови во близина на селото Раотинце, пред влезот во Дервенската Клисура Манаковик (1957) регистрирал алувијални вртачи, додека сурнати вртачи досега не се опишани. Сите останати се изградени со карстна корозија. Спо-



сл. 134, Шилегарник (2050 m н.в.), карстно поле на најголема надморска височина на Балканскиот Полуостров



сл. 135, Суво Поле (4,2 X 1,0 km), најголемото карстно поле на планината Галичица

ред морфолошките карактеристики се застапени најразлични типови: близначки, секундарни, линеарно издолжени на поголеми пукантини итн. Асиметричните вртачи на Караџица се настанати со продолжително делување на снежната корозија долж северно експонираните внатрешни страни на вртачите. На Караџица е забележана и појавата на повеќе снежни котли (сл. 133), што е нивна јужна граница на распространетост на Балканскиот Полуостров.

Покарактеристични ували се сретнуваат на Сува Планина (Зајчаница 1,7 X 1,3 km, Добридолската 1,5 X 1,5 km и др), Бистра и Сува Гора. Што се однесува до карстните полиња, како најголеми површински карстни форми, тие на територијата на Република Македонија не се одликуваат со некои маркантни димензии. Всушност, освен Церско Поле, кое е со димензии 7,5 X 3,4 km (Андоновски 1989), сите останати се наоѓаат во повисоките делови на планините. Карстните полиња се сретнуваат на Јакупица, Бистра и Галичица, а по едно е забележано на Сува Гора (Манаковиќ 1968) и Кожуф (Радовановиќ 1931). На Бистра се евидентирани неколку помали карстни полиња (Манаковиќ, Андоновски 1983), од кои, најкарактеристично е Тони Вода (сл. 208). На Галичица се изградени четири помали „суви“ карстни полиња: Суво Поле (4,2 X 1,0 km), Асан Ѓура (2,5 X 1,7 km), Ѓафа (4,0 X 1,4 km) и Вардуљ (4,5 X 0,8 km). Тие се наоѓаат на приближно иста височина, помеѓу 1.440 и 1.480 m (Манаковиќ, Андоновски Колчаковски 1993). На масивот Јакупица се застапени високопланински карстни полиња, кои имаат одредена полигенетска (гласиокарстна) еволуција. Тоа се Солунско Поле (6,7 X 4,5 km), Бегово и Шиле-

гарник (3,4 X 2,8 km). Со зарамнето дно на 2.050 m (1,25 km²), Шилегарник е највисоко од досега регистрираните карстни полиња на Балканскиот Полуостров (Колчаковски 1988).

Подземни карстни форми

Почетоците на спелеолошките истражувања датираат помеѓу двете светски војни, со доаѓањето во Македонија и истражувачката дејност што ја започнуваат: Петар С. Јовановиќ (1893-1957), Станко Л. Караман (1885-1959) и Војислав С. Радовановиќ (1894 - 1957). Првиот труд што се јавува по II Светска војна се однесува за пештерите во клисурата Пешти на реката Бабуна (Косиловски 1954). Во овој период е значајно формирањето на спелеолошката секција при Географското Друштво (1955 година), со што започнува организирана истражувачка активност. Тоа особено доаѓа до израз со формирањето на Спелеолошкото друштво на Македонија (6 април 1958 година), во чија работа се вклучуваат повеќе перспективни научници кои успешно ги продолжуваат ваквите истражувања. Во тој поглед најголем придонес за спелеологијата имаат: Душан Манаковиќ (1924-1995), Ристо Гаревски (1922-2012) и Трајан Пејковски (1929). Во подоцнежниот период на спелеологијата активно се посве-



сл. 136, Пештера Пурало (Порече) и мразни украси во пештерата Бозгуни, истражувана од Јовановиќ (1928)





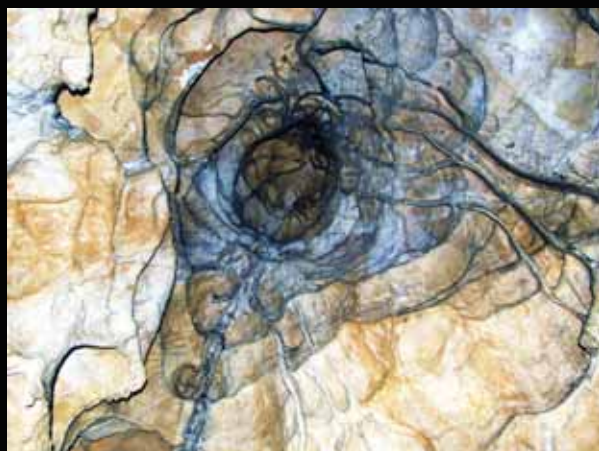
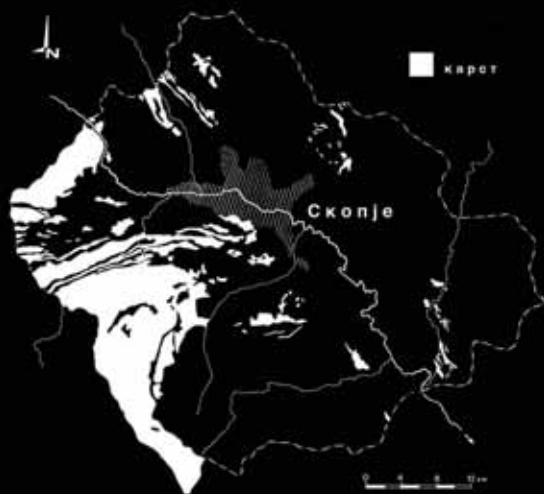
сл. 137, Корални украси во пропаста Срт (-38 m) на Матка (лево) и дното на пропаста Солунска 5 (-370 m) на Јакупица (десно)

туваат Станко *Сџанкоски* (1936-1989), Томе *Андоновски* (1940) и Драган *Колчаковски* (1958), а во последните години Билјана *Гичевски* (1978) и Марјан *Темоски* (1985).

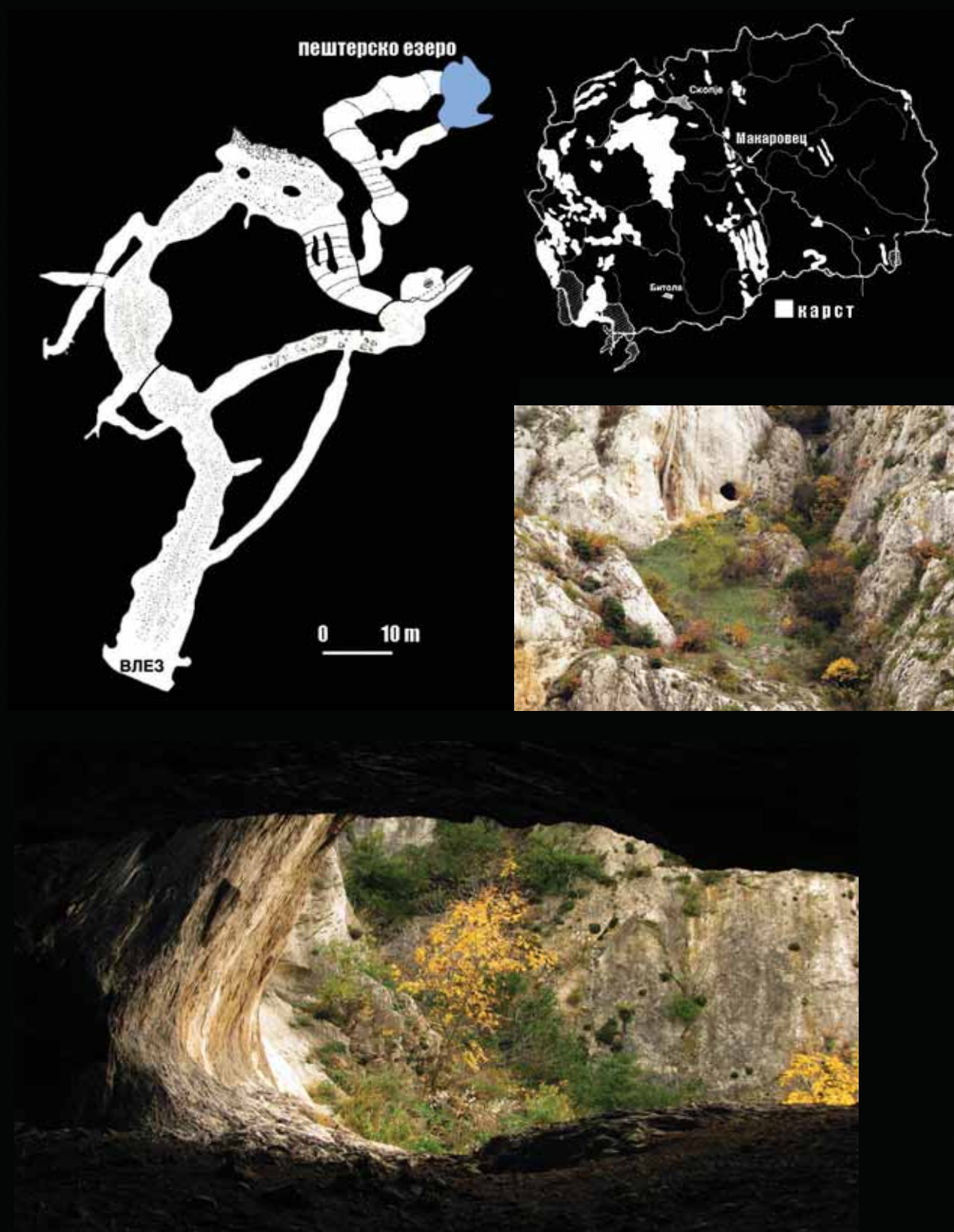
Во периодот помеѓу двете светски војни во Македонија се истражени 20 подземни карстни форми (14 пештери и 6 пропаста). Некои од овие истражувања имаат и голем теоретски придонес за спелеологијата. Така, на пример, со проучувањето на пештерата Дона Дука на планината Жеден, во должина од 200 m (*Јовановиќ* 1925), прв пат во науката е претставено сваќањето на *зајатшениот* карст со појавување на пештерите во висина на загатот. Особено значење за развој на спелеоморфологијата, односно развојот на спелеогенетската научна мисла имаат истражувањата на карстот во Поречкиот Басен (*Јовановиќ* 1928). Староста на пештерите на овој простор е утврдена со генетска корелација помеѓу пештерските канали и синхроните на нив речни тераси на реката Треска, чија старост била позната од геоморфолошките истражувања (*Јовановиќ* 1927). „Тоа ќе биде незаобиколен геоморфолошки образец за сите натамошни истражувања на пештерите, што и дава цврста научна ос-

нова на современата спелеоморфологија“ (*Пејровиќ* 1988).

Во просторен поглед, најистражени карстни области во Повардарието се: планината Жеден (*Манаковиќ* 1957, *Манаковиќ* 1959), Скопската Котлина (*Колчаковски* 1996), клисурестите делови на реките Бабуна и Тополка (*Манаковиќ* 1966), долината на реката Каменица во Тиквеш (*Манаковиќ* 1971), Демир Капија (*Манаковиќ* 1957) и планината Кожуф (*Радовановиќ* 1931, *Кекиќ* 1985). Во овие карстни подрачја значајни се пештерите: Дона Дука на планината Жеден, изградена на неколку нивоа, Макаровец во клисурата Пешти на реката Бабуна со богато наоѓалиште на горноплеистоценска фауна, Арамиската Пештера во долината на Каменица со должина од 251 m и пештерата Бела Вода во Демир Капија со должина од 955 m. Од подземните карстни форми во Вардарската Зона како посебни природни раритети може да се сметаат изворската пештера Коритиште и пропаста Срт. Коритиште претставува карстен врукот (2 m³/сек), денес потопен со вештачката акумулација Матка, т.е. истека на понорницата Патишка Река. Во текот на летниот период во 2.000 година фран-



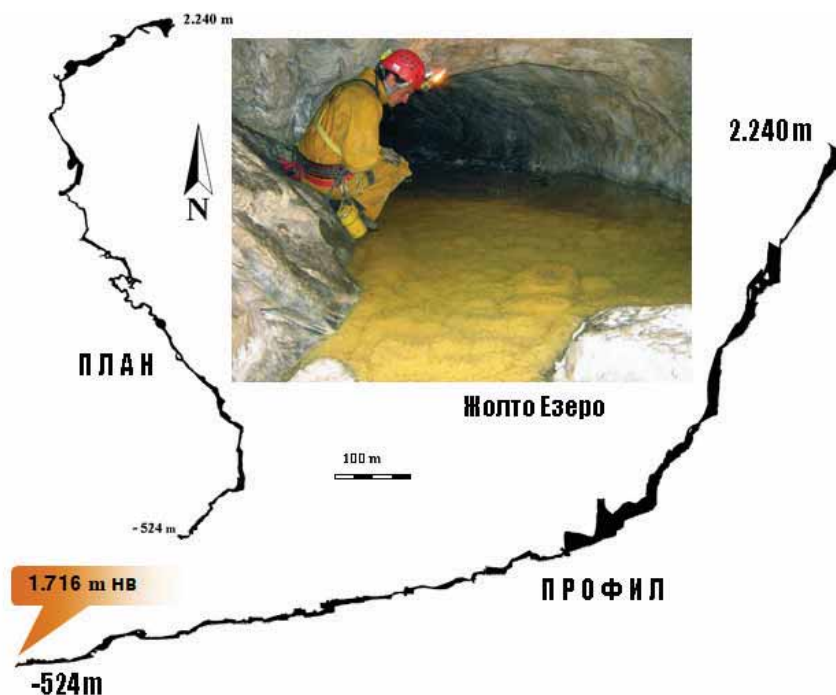
сл. 138, Морфолошки карактеристики на првата истражувана пештера во Македонија, Дона Дука на планината Жеден, (Јовановић 1925, Manakovic 1959)



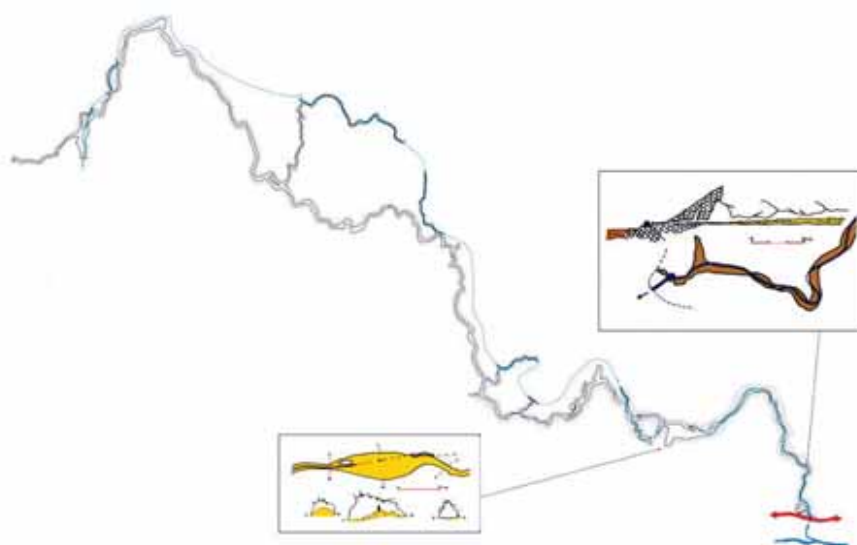
сл. 139, Пештерата Макаровец во долината на реката Бабуна (клисура Пешти), важно палеонтолошко наоѓалиште, истражувано од Манаковиќ (1963) и Гаревски (1969)

цуските спелеонуркачи ја истражуваат негова-
та внатрешност во должина од 450 m (сл. 197).
Неговата крајна истражена должина достигну-
ва 870 m со максимално истражена длабочина
до 230 m. Спецификата на пропаста Срт (длабо-
ка 36 m) е во нејзината речиси целосна исполне-
ност со пештерски корали (сл. 137), што е исклу-
чително ретка појава воопшто.

Во Пелагонискиот-хорст антиклинориум за
солидно истражени карстни области се смета-
ат Поречкиот Басен (Јовановиќ 1928, Манако-
виќ 1962, Сџанкоски 1980, Колчаковски & Ало-
ски 1984), масивот Јакупица (Манаковиќ 1966,
Колчаковски 1988,1990) и изворишниот дел на
реката Црна (Косиовски 1960, Сџанкоски 1971).



сл. 140, Најдлабоката истражена пропаст во Македонија (Кота - „Словачка Јама“) на
Караџица со длабочина од 700 m



сл. 141, Слатински Извор во Порече, најголемата пештера во Република Македонија (3.942 m должина)
впишана на привремената листа на УНЕСКО (2004 год) на светското природно наследство

Од подземните карстни форми, како позначајни на овие простори се истакнуваат: Слатински Извор, Пешна, Изворот на Бабуна и пропастите на Јакупица. Пештерата Слатински Извор, првично истражувана во должина од 800 m (Колчаковски & Аловски 1984), со натамошните истражувања, нејзината должина е достигната до 3.942 m, со што е најголема пештера во Република Македонија. Во нејзе е присутен и подземен водотек за чие потекло се вршени, исто така, солидни истражувања (Gicevski, Hristovski 2014). Влезот на пештерата Пешна е со импозантни димензии (40 X 30 m). Од повеќето пропасти на Јакупица, од кои, некои имаат и постојана мразна маса, најголемата е со длабочина од 700 m (сл. 140).

Во Западно-македонската Зона подземните карстни форми се истражувани во долината на

реката Радика (Андоновски 1977, 1984) и на планините Бистра (Андоновски 1980, Манаковиќ - Андоновски 1983), Буковик (Манаковиќ 1970) и Галичица (Точкоски 1970, Стојадиновиќ 1968, Манаковиќ, Андоновски, Колчаковски 1993). Пештерите се истражувани и покрај брегот на Охридското Езеро, додека во клисурестата долина на Црн Дрим, иако се регистрирани, не се истражувани. Значајни пештери во Западно-македонската Зона се: Ѓоновица (Убавица) на планината Буковик, Алилица на Бистра и Самоска Дупка на планината Галичица. Кај селото Горна Ѓоновица, во непосредна близина на стариот пат што ги поврзува Гостивар со Кичево е пештерата „Убавица“. Нејзин посебен раритет е присутниот пештерски водопад висок 4 m. Пештерата Алилица на планината Бистра е сложен пештерски систем во кој е присутна и подземна река, доде-

таб. 8, Преглед на десетте најголеми пештери во Република Македонија истражувани во периодот 1925 - 2000 година

р.б.	име	Локација	дол / m	нв / m	геолошки состав
1	Бела Вода	Демир Капија	955	495	варовници - јура
2	Слатински Извор	Порече	800	810	мермери – прекамбриум
3	Дона Дука	Жеден	700	450	мермери – тријас
4	Алилица	Бистра	590	1.510	варовници – тријас
5	Извор Бабуна	Јакупица	550	1.280	мермери- прекамбриум
6	Симка	Радика	500	1.340	мермери - палеозоик
7	Ѓоновица, Убавица	Буковик	455	810	мермери - палеозоик
8	Коритиште	Матка	450	293	мермери - прекамбриум
9	Слатинска I	Порече	380	560	мермери - прекамбриум
10	Макаровец I	Бабуна	310	290	варовници – тријас

таб. 9, Преглед на десетте најголеми пештери во Република Македонија истражувани до 2020 година

р.б.	име	Локација	дол / m	нв / m	геолошки состав
1	Слатински Извор	Порече	3.942	495	мермери – прекамбриум
2	Кота, Словачка ј.	Карацица	3.609	2.240	мермери - прекамбриум
3	Извор Бабуна	Јакупица	2.500	1.380	мермери - прекамбриум
4	Крапа 2	Даутица	1.365	1.000	мермери - прекамбриум
5	Ѓоновица, Убавица	Буковик	1.100	810	мермери - палеозоик
6	Крапа 1	Даутица	1.087	1.000	мермери- прекамбриум
7	Пурало	Порече	985	580	мермери - прекамбриум
8	Бела Вода	Демир Капија	955	110	варовници – јура
9	Коритиште	Матка	870	293	мермери - прекамбриум
10	Дона Дука	Жеден	700	450	варовници – тријас

ка Самоска Дупка (224 m) е најголемата пештера на Галичица.

Во источните делови на Македонија се истражени неколку помали пештери во околината на Делчево (Колчаковски 1988). Нешто поголема од досега познатите пештери на овие простори е Голема Дупка (180 m) на планината Плачковица.

Покрај пештерите, во помал обем се истражувани и вертикалните подземни карстни форми - пропасти. Во научната и стручна литература се познати резултатите од истражувањата на околу 40 пропасти, иако, реално гледано, нивниот број во Република Македонија е далеку поголем. Од досега истражените пропасти, најголемата е забележана на Караџица (планински масив Јакупица), со длабочина од 700 m (Колчаковски 1990, *Dudziński, Sluka, Smool* 2008).

Со објавувањето на резултатите од истражувањата на пештерата Дона Дука (Јовановић 1925) до крајот на XX век од спелеоморфолошки аспект на територијата на Република Македонија се проучени 181 подземна карстна форма. За 89 од нив се објавени планови или профили. Прикажани се и 54 фотографии кои се однесуваат за нивната внатрешност, главно за пештерските украси а 44 го прикажуваат влезот на пештерата, односно пропаста. Во научната литература до 2000 година се спомнуваат нешто над 200 подземни карстни форми, што секако не е нивниот вкупен број. На територијата на Република Македонија со голема сигурност може да се изнесе дека ги има околу 400 - 500 (Колчаковски 1989).

Периглацијален релјеф

Периглацијалните проучувања на Балканскиот Полуостров главно се реализираат во втората половина на XX век, иако, и пред тоа има одредени најави за присутност на вакви генетски релјефни форми. Идентична е ситуацијата и со Република Македонија, каде првите трудови се јавуваат во почетокот на шеесеттите години на XX век (Манаковиќ 1962, *Стојадиновиќ* 1962).

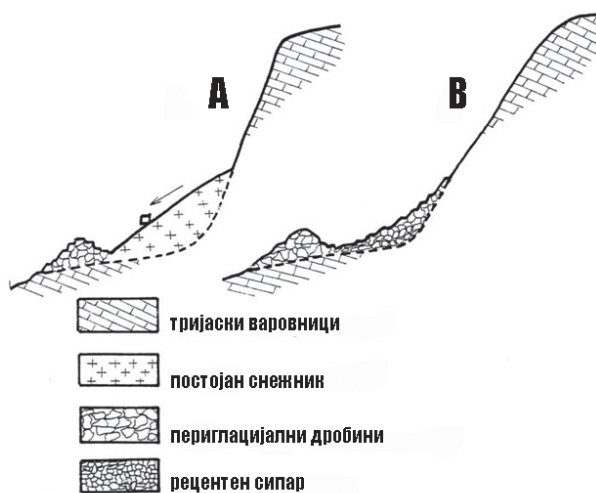
За територијата на Република Македонија во текот на XX век се објавени 24 статии кои се однесуваат на периглацијалниот феномен и на неговите релјефни форми (Колчаковски 2000). Поточно во 16 од нив исклучиво се работи за проучување на периглацијалниот релјеф, во 4 покрај останатото се дадени резултати од проучувањата и на периглацијалниот релјеф (*Stojadinović* 1970, Колчаковски 1994, 1996, 1999), а во 4 периглацијалните форми само се спомнуваат (Јовановић 1960, Андоновски 1985, Колчаковски 2000). Во 24-те статии во кои се прикажани истражувањата на периглацијалниот феномен во Македонија се прикажани 10 табели, 11 карти, 17 скици и 30 фотографии, од кои, 24 се однесуваат на различни периглацијални форми. Периглацијалниот феномен на високите планини во Република Македонија е солидно истражуван на планините Јабланица, Стогово, делот на Галичица познат под името Стара Галичица, Пелистер и во централниот дел на Јакупица, околу врвот Солунска Глава. Ваквите појави се спомнуваат и за Шар Планина (Manaković 1970, Колчаковски 2000) и Кожуф (Manaković 1970). Покрај на наведените планини периглацијалниот релјеф со



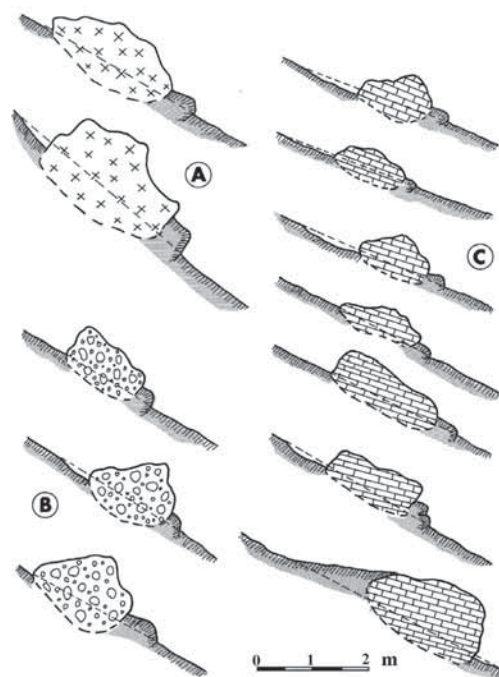
сл. 142, Тревни тераси на Стара Галичица на височина од 1.900-1.950 m



сл. 143, Камени реки на планината Пелистер, најрепрезентативната ваква појава на Балканскиот Полуостров



сл. 144, Начин на создавање на камените потковици на просторот на Стара Галичица според Колчаковски (1996)



сл. 145, Слизнати блокови на Пелистер (А), Јабланица (В) и Стара Галичица (С), според Колчаковски (1995)

сигурност треба да се очекува на Кораб, Дешат и Бистра, а веројатно и на Осоговските Планини.

Од единечните појави се забележани повеќе рецентни како и одредени фосилни периглацијални елементи. За фосилни се сметаат камените реки на Пелистер и карпестите глечери на Јабланица, додека од рецентните тревните тераси се присутни на секоја од наведените планини. Направен е обид и за одредено хронолошко и висинско зонирање на периглацијалниот геоконплекс (сл. 182), како и хиерархиска валоризација на единечните периглацијални појави (Kolcakovski, Djordjieva 2001). Некои од нив предизвикуваат посебно внимание. Такви се: камениот глечер на Јакупица (Манаковиќ 1962), една од најмаркантните периглацијални релјефни појави на Балканскиот Полуостров, камените реки на Пелистер за кои, исто така, важи претходната констатација, како и исклучително ретката појава на полигонални почви на Јабланица (Колчаковски 2000) и мошне репрезентативните тревни тераси на Галичица (сл. 142).



сл. 146, Маркантна периглацијална морфопластика на Мал Турчин (2.702 m) во преден план на Шар Планина



сл. 147, Солифлуциско лизгање на земјиштето долж стрмни падини на глацијален цирк на планината Стогово



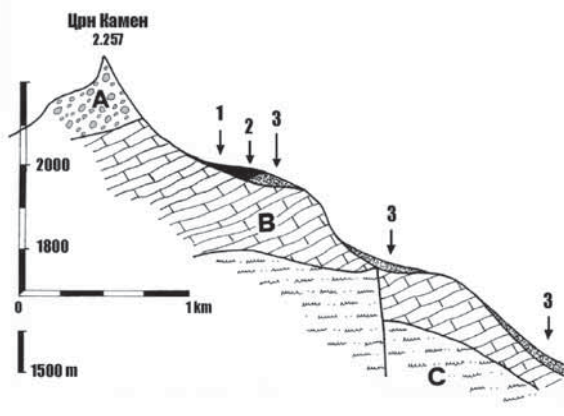
сл. 148, Мрежа на репрезентативни локалитети за периглацијална геоморфологија на високите планини на Балканскиот Полуостров, според Белиј и Колчаковски (1997)

Покрај регистрираните периглацијални појави, високите планини во Република Македонија нудат можности и за натамошни интензивни проучувања. За оваа намена е особено пожелно да се примени методот на стационарни микроклиматски снимања на репрезентативните локалитети. Со споредбена анализа на резултатите од ваквиот начин на истражување (различни експозициони страни и височини), на доминантните планини во Македонија и Балканскиот Полуостров (Белиј & Колчаковски 1997) би се дошло до пореални сознанија за интензитетот и обемот на периглацијалниот процес во Југоисточна Европа.

Глацијален релјеф

Први сознанија за присутноста на плеистоцената глацијација на Балканскиот Полуостров изнесува *Svijis* (1891), при неговото искачување на Шар Планина, на Љуботен, (2.499 m), кој тогаш се сметал за највисок на Полуостровот. Подоцна, ваквите сознанија се проширу-

ваат и за останатите високи планини. *Николић* (1912) глацијацијата ја констатирал на Кораб, *Dedijer* (1917) на Јабланица итн. На Балканскиот Полуостров за време на вирмскиот климатски минимум, кој по *Балишаков* (1988) е пред 19,000 год ВР, присутната глацијација била ограничена на секоја висока планина засебно. На македонските планини, исто така, е од типот на локални (изолирани) планински глацијации. Познато е дека интензитетот и обемот на глацијацијата на Полуостровот бил во тесна зависност од географската положба (близината на морските басени) и височината на планините. Различното количество врнежи што го добивале планинските целини, како и самата морфопластиката на планините, особено предвирмската предиспозиција на областите погодни за заглечување, условило различен интензитет на глацијација на планините. Како резултат на наведените фактори, а како последица на ниските температури, во текот на Würm III глацијалот на планините во Македонија егзистирале повеќе глечери. Речиси сите биле сместени во цирковите или имале висечки карактер, а само мал дел, главно на Шар Планина се долински. За територијата на Република Македонија *Јовановић* (1928) и *Манако-*



А. Јурски конгломерати, В. Тријаски варовници, С. Девонски шкрилци, 1. Карпест глечер, 2. Глацијално езеро, 3. Моренски наслаги, 4. Флувиоглацијални наслаги.

сл. 149, Попречен профил на Вевчанскиот цирк на Јабланица, според Колчаковски (1999)

виќ, низ одредени трудови, укажуваат на можноста за присуство и на риската глацијација, за што се потребни поцврсти докази.

На Јабланица, Стогово, Галичица и Пелистер, со теренски набљудувања морфолошки пре-

цизно се утврдени челни морени на Лабунишкиот (Јабланица) и Гарскиот (Стогово) глечер. Поради ваквата фактичка состојба тешко се реконструира регионалната снежна граница, која би произлегла од аритметичката средина на повеќе локални снежни граници. Всушност, со примена на *хоферовата метода* (поради истите причини) е проблематично и определувањето на снежната граница на секоја од овие планини засебно. Локалната (орографска) снежна граница на Лабунишкиот глечер, според запазената челна морена (1.732 m нв) и средната височина на гребенот што ја опфаќал зоната на хранење на мразникот (2.196 m нв) е добиена на височина од 1.964 m. За разлика од Лабунишкиот глечер, кој има источна експозиција, локалната снежна граница на Гарскиот глечер (северна експозиција) со истата метода е определена на 1.895 m височина.

Со примена на хоферовата метода, а како резултат, пред се, на моренскиот материјал што се забележува на излезот на повеќето циркови, направен е обид да се определи снежната граница за поедини експозициони страни на планините во југозападниот дел на Македонија. На Јабланица, за време на вирмскиот климатски ми-



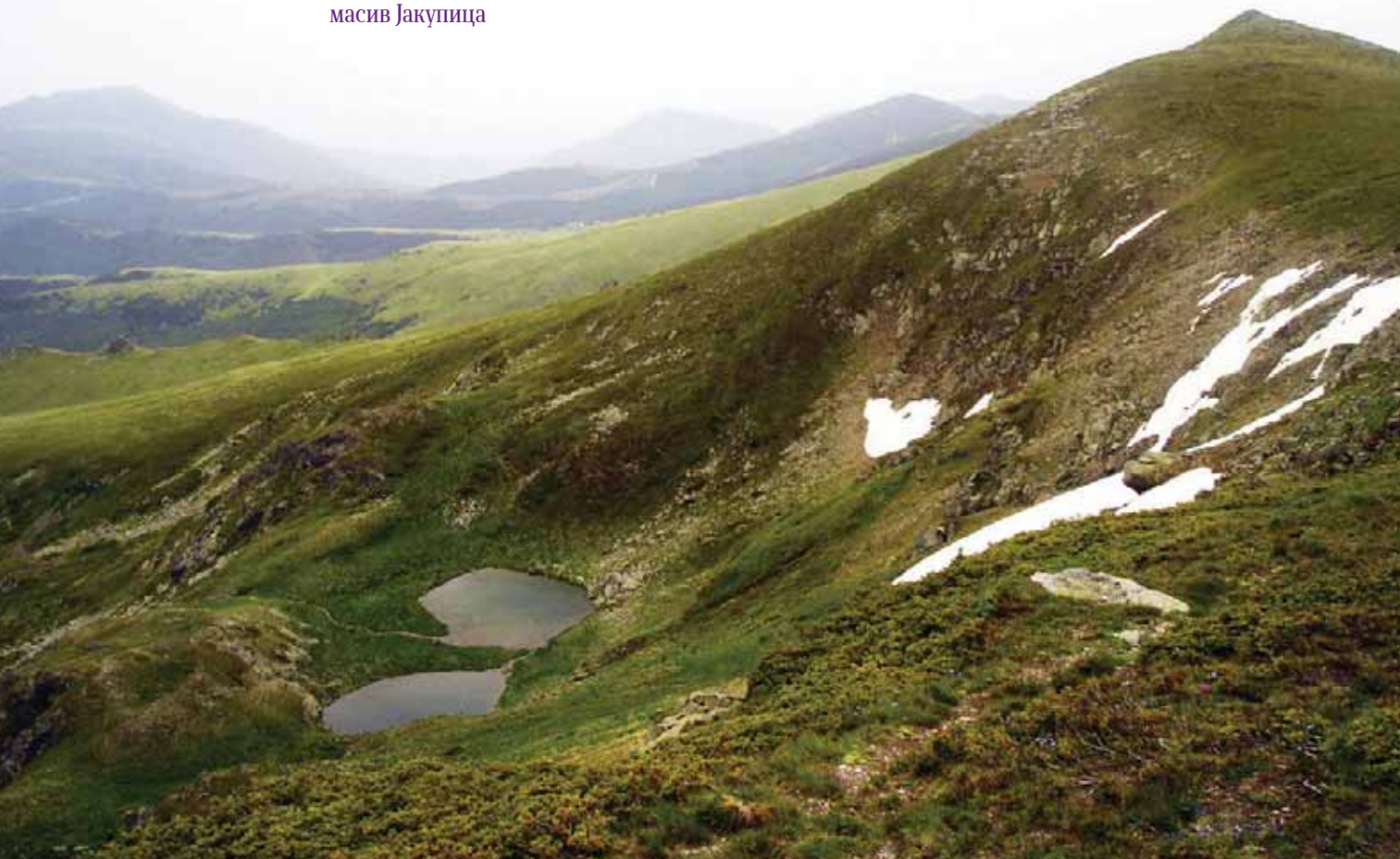
сл. 150, Циркот на Големото Езеро (2.218 m нв) на планината Пелистер

нимум, снежната граница е определена на северната од 2.017 m и на источната од 1.952 m, додека на западната (Албанија), каде, исто така, била застапена глацијацијата, податоците не ни се познати (Колчаковски 1999). На планината Стогово снежната граница била незначително присутна и на северозападната страна (2.070 m), додека во потполност отсутствува на западната, југозападната и јужната. Најниско се спуштала на северната страна (1.895 m). Според средишната вредност на неколкуте орографски снежни граници, на источната страна на планината Стогово добиената снежната граница е на височина од 1.934 m. На Стара Галичица (северна страна) според моренскиот материјал на превалот Полце (1.540 m) и работ на горниот цирк (2.240 m), снежната граница е добиена на височина од 1.890 m (Колчаковски 1996). Од неколкуте топографски забележани циркови на албанскиот дел на Стара Галичица, снежната граница на источната страна е добиена на височина од 1.980 m. На планината Пелистер снежната граница била застапена само на североисточните падини, а добиената средна вредност од неколкуте локални (орографски) снежни граници ја покажува вредноста од 2.166 m надморска височина. За ваквото нешто Цвијић (1911) ја из-

несува следната констатација: „Према морена-ма Големој и малој Језера, висина је снежне линије била измеѓу 2150 и 2200 ш. По свежини морена је несумњиво да ово моју биџи шрајове најмлађе Глацијације, дакле вирмске глацијације или можда њених младих сџадиума“.

Интересно е и климатското определување на снежната граница преку температурната реконструкција за време на вирмскиот климатски минимум (метод на *Messerli*). Според добиените среднојулски температури за време на вирмскиот климатски минимум и познатиот рецен-тен вертикален температурен градиент (0,66°C), односно со снижување на јулската температура на секои 100 m височина до потребните 4,5° C, добиена е климатската снежна граница на секоја планина единечно (Јабланица 1.734 m, Стогово 1.625 m, Стара Галичица 1.825 m и Пелистер 1.825 m). Бидејќи е познато дека 200 - 250 m над климатската снежна граница се наоѓа глацијалната граница, односно границата на заглечување (*Gavrilovic* 1970), добиените резултати за границата на заглечување на планините: Јабланица - 1.959 m, Стогово - 1.850 m, Стара Галичица - 2.050 m и Пелистер - 2.050 m со методата на *Messerli* речиси се поклопуваат со резултатите добиени по *хоферовата* метода. Со

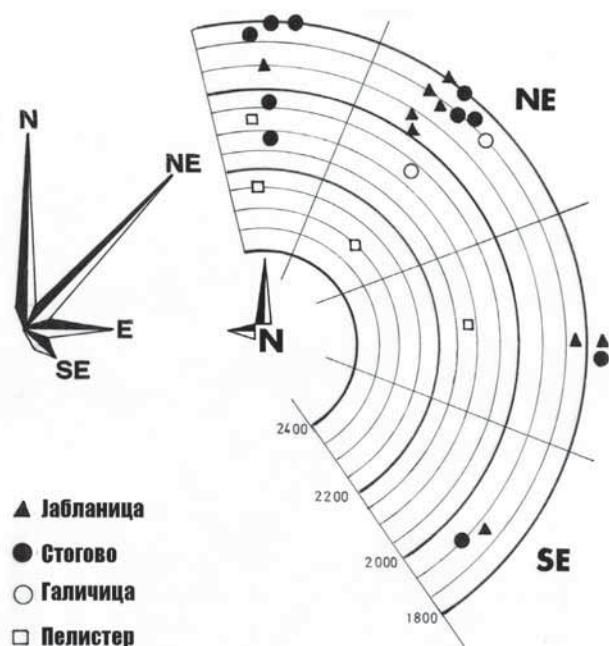
сл. 151, Циркот на Салаковски Езера (2.180 m нв) под врвот Убава (2.353 m) на планинскиот масив Јакупица





сл. 152, Корабска Врата

сл. 153, Графички приказ (експозициска и висинска поставеност) на цирковите на планините: Јабланица, Стогово, Стара Галичица и Пелистер



примена на двете методи, компатибилни резултати се добиени и за северниот дел на Јакупица (Колчаковски 1993). Според добиените резултати може да се реконструира регионалната снежна граница во овој, внатрешен дел на Полуостровот. Така, на пример, според методата на *Messerli*, регионалната граница на заглечереност би била над 1.977 m височина, додека ре-

гионалната снежна граница, според методата на *Hofer* е на 2.032 m. Засебната анализа на секоја планина овозможува нешто поверодостојна слика за височината на снежната граница за време на вирмскиот климатски минимум. Може да се забележи дека изохионата од 2.000 m во овој дел на Полуостровот се протега помеѓу планините Галичица и Пелистер (Колчаковски 2004).

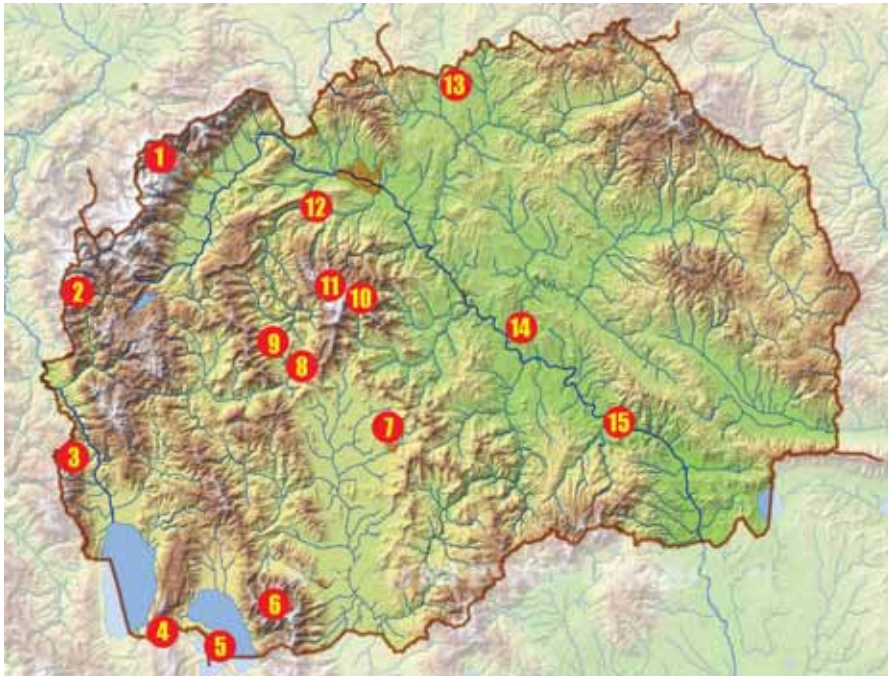
ЗНАЧАЈНИ ГЕОМОРФОЛОШКИ ПОЈАВИ

Територијата на Република Македонија која зафаќа околу 5 % од Балканскиот Полуостров (Југоисточна Европа) се одликува со исклучителен геодиверзитет. Евидентирани се педесет (50) геоморфолошки појави, единечни форми или локалитети, кои по своите карактеристики заслужуваат посебно внимание. Класификацијата е извршена според маркантноста (изразеност), реткоста или според одредена специфика во еволутивниот развој (Kolcakovski 2007). Сите овие појави се класифицирани во три групи, и тоа: 1. Појави (локалитети) или форми од локален карактер, значајни за територијата на Република Македонија, 2. Ретки или единствени форми на Балканскиот полуостров (Југоисточна Европа) и 3. Релјефни форми кои со одредени свои карактеристики се единствени или исклучително ретко се сретнуваат во Евро-медитеранскиот регион и пошироко.

Регистрираните педесет појави (локалитети) се: 1. Љуботен (периглацијален релјеф), 2. Лешница (карпести отсеци), 3. Клисура на реката Радика (пештери), 4. Кораб (гласијален и периглацијален релјеф), 5. Косоврасти (гипсен релјеф), 6. Бистра (карстни полиња), 7. Пештера Убавица, 8. Изворишен дел на Тресонечка Река (пештера Алишца), 9. Стогово (гласијален и периглацијален релјеф), 10. Клисура на Црн Дрим (пештери), 11. Јабланица (гласијален и периглацијален релјеф), 12. Галичица (вртачи, карстни полиња, пештери), 13. Стара Галичица (гласијален и периглацијален релјеф), 14. Остров Голем Град (рецентни клифови), 15. Пелистер (камени реки, циркови), 16. Извор-

шен дел на Црна Река (пештери), 17. Пештера Пешна, 18. Пештера Слатински Извор, 19. Орлов Камен (скарстена долина), 20. Кањон Матка (пештери), 21. Калдрмн Богаз (преграбенска долина), 22. Пештера Дона Дука, 23. Караџица (гласиокарст), 24. Јакупица (гласијален, периглацијален и карстен релјеф), 25. Маркови Кули (денудациски релјеф), 26. Селечка Планина (денудациски релјеф), 27. Скочивирска Клисура, 28. Кајмакчалан (периглацијален релјеф), 29. Кожуф (палеовулкански релјеф), 30. Бошава (денудациски релјеф), 31. Демир Капија (карпести отсеци, кањон на Иберлиска Река, пештера Бела Вода), 32. Тиквеш (пештери), 33. Витачево (површ), 34. Лизгалиште Ридот, 35. Улан-





сл. 154, Репрезентативни геоморфолошки појави и локалитети во Република Македонија

ци (микрорелјефни форми), 36. Брегалница (вклетени меандри), 37. Клисура Пешти - Бабуна (пештери), 38. Таорска Клисура, 39. Бадерска Клисура (епитенија), 40. Негоричани (палеовулкански релјеф), 41. с. Куклица (земјени пирамиди), 42. Лесново (калдера), 43. Врв Руен, 44.

Манговица (денудацки релјеф), 45. Пештера Голема Дупка на Плачковица, 46. Клисура на Зрновска Река, 47. Малеш (рецентна ерозија), 48. Пилав Тепе (вулканска купа), 49. Беласница (водопади), 50. Вардарски Рид (епигенетска клисура).

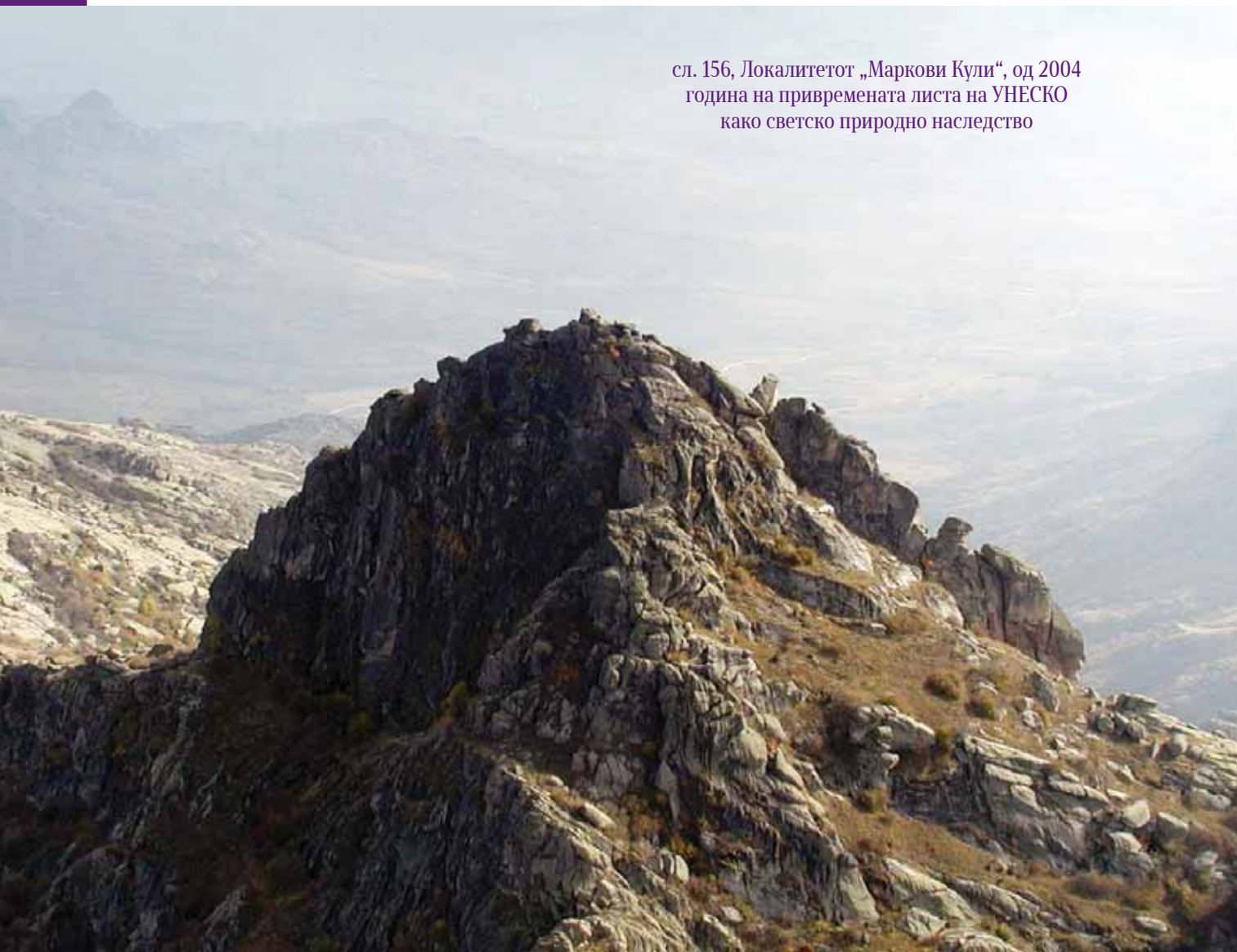


сл. 155, Поглед од планината Бистра кон долината на реката Радика, од лево планината Стогово а од десно Крчин

Генерализацијата на 15 појави или локалитети (сл. 154), заслужува посебно внимание. Повеќето од нив се во рамките на заштитени подрачја, а останатите треба да се стават под соодветна заштита. Такви се: локалитетот Лешница на Шар Планина (1), Долината на Длабока Река на планината Кораб (2), врвот Стрижак на планината Јабланица (3), Стара Галичица (4), островот Голем Град (5), камените реки на Пе-

листер (6), Маркови Кули (7), пештерата Пешна (8), пештерата Слатински Извор (9), камениот глечер на Јакупица (10), Солунско Поле со Шилегарник на Јакупица (11), изворската пештера Коритиште (12), базалтните плочи кај Нагоричане (13), вкештените меандри на Брегалница кај селото Бекирлија (14) и Демир Капија со сатеската на Иберлиска Река (15).

сл. 156, Локалитетот „Маркови Кули“, од 2004 година на привремената листа на УНЕСКО како светско природно наследство



Литература

- Андоновски Т.** (1977): Подземни карстни облици во долината на Радика. Год. збор. на ГФ, Кн. 23, стр. 97-119, Скопје.
- Андоновски Т.** (1980): Пештерски систем Алилици. Sedmi jugosl. speleol. kong, str. 21-30, Titograd.
- Андоновски Т.** (1981): Преглед на подземните карстни облици во СР Македонија. Osmi jugosl. speleol. kong, str. 207-213, Beograd.
- Андоновски Т.** (1982): Лизгање на тлото кај месноста „Сурнати Ридој“ во близина на Битола. Геогр. раз., Кн. 20, стр. 43-52, Скопје.
- Андоновски Т.** (1984): Пештери во горниот тек на долината на Радика - Торбешки мост. Deveti jugosl. speleol. kong, str. 293-299, Zagreb.
- Андоновски Т.** (1984): Абразивни и флувијални елементи во Кичевска Котлина. Год. збор. на ГФ, Кн. 27-28, стр. 3-75, Скопје.
- Андоновски Т.** (1985): Некои релјефни елементи во Кичевска Котлина (II дел). Год. збор. на ПМФ, Инст. за геогр., Кн. 29, стр. 13-56, Скопје.
- Андоновски Т.** (1986): Хипсометрија, експозиции и наклони на релјефните површини во Скопска Котлина. Геогр. раз. Кн. 23-24, стр. 26-40, Скопје.
- Андоновски Т.** (1988): Хипсометрија, експозиции и наклони на релјефните површини во Кичевска Котлина. Геогр. раз. Кн. 26, стр. 11-24, Скопје.
- Андоновски Т., Колчаковски Д.** (1989): Потенцијални можности за развој на Козјачија - геоморфологија. Пос. изд. на ПМФ, Инст. за геогр., стр. 24-30, Скопје.
- Андоновски Т., Зиков М.** (1991): Морфолошки и морфометриски карактеристики на Дојранското Езеро и влијанието на осцилациите врз нивното создавање. МАНУ, Прил. X, 1-2, стр. 25-35, Скопје.
- Андоновски Т.** (1995): Карактеристики на релјефот во Република Македонија. Геогр. раз., Кн. 30, стр. 5-12, Скопје.
- Андоновски Т., Милевски И.** (1999): Подземни карстни форми во Бислимска Клисура, Геогр. раз., Кн. 34, стр. 5-21, Скопје.
- Арсовски М., Петковски Р.** (1975): Неотектоника на СР Македонија. Публ. 49, ИЗИС, Скопје.
- Белиј С., Колчаковски Д.** (1997): Методологија комплексног проучавања периглацијалне зоне високих планина Балканског полуострова. Научни скуп „Перспект. и прав. раз. географ. наук.“, Брезовица. СР Југославија.
- Belij S., Kolcakovski D.** (1997): The periglacial zone of high mountains of Serbia and Macedonia and its basic characteristics. OM₂ International. Sumps. Observat. of Mount. Environom. in Eur., Borovetz. Bulgaria.
- Гаревски Р.** (1969): Стратиграфско и палеонтолошко значење на плеистоценската фауна од пештерата Макаровец во клисурата на реката Бабуна во околината на Титов Велес. Природо-научен музеј Скопје, 6 стр. 1-70, Скопје.
- Гашевски М.** (1953): Дебарска Котлина - геоморфолошки проучувања. Глас. XXXIII, Бр. 1 стр. 31-44, Београд.
- Гашевски М.** (1962): Карстен релјеф на планината Бистра. Геогр. раз., Кн. 1, стр. 59, 67, Скопје.
- Гашевски М.** (1968): Некои основни карактеристики на коритото на Вардар од изворот до грчката граница. Збор. на VIII Конг. на геогр. од СФРЈ, стр. 177-188, Скопје.
- Гашевски М.** (1978): Основни хидрографски особености на речната мрежа во СР Македонија. Геогр. раз., Кн. 15-16, стр. 29-42, Скопје.
- Гашевски М.** (1979): Основни хидрографски особености на главните притоки на Вардар во СР Македонија. Геогр. раз., Кн. 17, стр. 33-54, Скопје.
- Gicevski B., Hristovski S.** (2014): Hydrochemical properties of cave lake and ground water flow in the cave of Slatinski Izvor in the dry period the year. Прилози МАНУ, том 36, бр. 1, стр. 19-26, Скопје.
- Dedier J.** (1917): Traces glaciaires en Albanien et en nouvelle Serbie. La geograp., Vol. XXXI, p.p. 325-336, Paris.
- Делнпетров Т., Петров Г.** (1992): Основни карактеристики на геофизичките полиња на територијата на Македонија. Geolog. Maced., T, No, стр. 33-48, Штип.
- Dudziński K., Sluka M., Smool J.** (2008): Slovačka jama - najgłębsza jaskinia Macedonii. Jeskine 4 (53), 13-15, Krakow.
- Измајлов Н.** (1956): Железнороден базен во Западна Македонија. Труд. на ГЗ на НРМ, Св. 5, стр. 111-199, Скопје.
- Измајлов Н.** (1958): Тиквешки угљоносни басен (са нарочитен осврт на фазе језерског стања Повардарја). Труд. на ГЗ на СРМ, Св. 6, стр. 5-62, Скопје.
- Измајлов Н.** (1963): Кретања у котлинама Македоније за време терциера и почетком квартара. Труд на ГЗ на СРМ, Св.10, стр. 77-94, Скопје.
- Измајлов Н.** (1965): О старости језерских тераса и о палеосеизмодислокација у Македонији (увод у поделу квартара). Труд. на ГЗ на НРМ, Св. 12, стр. 5-22, Скопје.
- Јанчевски Ј.** (1987): Класификација на раседните структури по генеза, старост и морфологија со осврт на нивната сеизмичност на територијата на Македонија. Докт. дис, РГФ, стр. 1-247, Штип.

- Јанчевски Ј.** (1995): Корелација помеѓу сеизмичката активност и геотермалната енергија во Македонија. МАНУ. Збор. на реф. од науч. соб. Геотермал. енергија., стр. 37-45, Скопје.
- Јовановић П.С.** (1925): Жеденска пећина „Дона Дука“. Глас. ГД, Св. 11, стр. 127-130, Београд.
- Јовановић П.С.** (1927): Абразиони и флувијални елементи у Поречком басену. Глас. СГД, Св. 13, стр. 169-194, Београд.
- Јовановић П.С.** (1928): Карстне појаве у Поречу. Глас. СНД, Књ. IV. Св 1, стр. 1-46, Скопје.
- Јовановић П.С.** (1928): Глацијација Јакупице Пос. нз. ГД, Св. 4, стр. 1-86, Београд.
- Јовановић П.С.** (1931): Релјеф Скопске котлине. Глас. СНД, Књ. XI, Св. 4, стр. 62-116, Скопје.
- Климашевски М.** (1978): Услови во плеистоцената глацијација на планините во СР Македонија. Геог. раз., Кн. 15-16, стр. 13-29, Скопје.
- Kekic A.** (1976): Prilog poznavanju karstne izdani na gornjem slivu reke Bosave. Cet. jugosl. geol. kong., str. 71-94, Ljubljana.
- Колчаковски Д.** (1982): Природно-географски карактеристики на Кадина Река. Дипл. раб. ГФ, стр. 1-72, Скопје.
- Колчаковски Д., Алоски Ќ.** (1984): Пештера Слатинско Врело. Deveti jugosl. speleol. kong, str. 337-344, Zagreb.
- Колчаковски Д.** (1986): Драчевска пештера - спелеолошки проучувања. Геог. раз., Кн. 23-24, стр. 113-120, Скопје.
- Kolcakovski D.** (1987): Moznosti za pesterski turizam vo turistickiot lokalitet Matka i zastita na speleoloskite objekti. Nas Krs., vol. XIII, br. 22, str. 45-57, Sarajevo.
- Колчаковски Д.** (1987): Денудациони форми во поречието на Кадина Река. Геог. раз., Кн. 25, стр. 229-237, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1988): Појава на подземни карстни форми во Источна Македонија. Speleo BИH, Br. 1-2, str 59-67, Sarajevo.
- Kolcakovski D.** (1988): Pecine visokoplaninskog krasa Jakupice. Speleo BИH, Br. 1-2, str. 45-57, Sarajevo.
- Колчаковски Д.** (1988): Високопланински карст на планината Караџица. Геог. раз., Кн. 26, стр. 95-113, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1989): Историски преглед на спелеолошките проучувања на територијата од СР Македонија со библиографски приказ. Геог. раз., Кн. 27, стр. 133-144, Скопје
- Kolcakovski D.** (1990): Pojave visokoplaninskog krasa na teritoriji SR Makedonije i potrebe njegovog proucavanja. Cetvrti skup geomorfol. Jugoslavije., GF PMF, str. 65-70, Beograd.
- Колчаковски Д.** (1990-1991): Основни карактеристики на карстните појави на Сува Планина. Геог. раз., Кн. 25, стр. 229-237, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1990-1991): Христијанова пештера - прилог кон спелеолошките проучувања во Скопската Котлина. Геог. раз., Кн. 28-29, стр. 117-122, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1992): Карстен релјеф во Скопската Котлина - геоморфолошка студија. Пос. издан. на ПМФ, стр. 1-47, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1992): Заштита на природата во кањонот Матка и создавање на вештачка акумулација. Збор. на реф. „Енергетиката во Македонија денес и утре“, I сов. на ЗЕМАК, стр. 556-562, Маврово.
- Колчаковски Д.** (1993): Категоризација на позначајните пештери во Република Македонија. Екол. зашт. живот. сред., Т.1, Бр. 1-2, стр.43-51, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1994): Високопланински предели на планината Јабланица, Галичица и Пелистер. Екол. зашт. живот. сред., Т.1, Бр. 1-2, стр.43-51, Скопје.
- Kolcakovski D.** (1994): Climat's characteristics (rains and temperatures) on Solunska Glava (2.540 m) - Republic of Macedonia. Man & Mountain '94, First International Symposium on Protection and Development of Mountain Environment, Ponte di Legno (BS), Italy.
- Колчаковски Д.** (1995): Слизнати блокови - прилог кон проучување на периглацијалниот релјеф во Република Македонија. Геог. раз., Кн. 30, стр. 125-133, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1996): Структурни (мразни) почви - прилог кон проучување на периглацијалниот комплекс на високите планини во Република Македонија. I Конг. на географ. од Р.М., стр. 68-73, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1996): Геоморфолошки карактеристики на високопланинскиот предел на Стара Галичица. Геог. раз., Кн. 31, стр. 53-65, Скопје.
- Kolcakovski D.** (1997): Pulsation of the periglacial zonation during the Quaterner period on the mountains Pelister and Galitchica in the Republik of Macedonia. OM2 International Simposium, Observation of Mountain Environment in Europe, Abstract, pag. 4, 14-18 October, Borovetz, Bulgaria.
- Колчаковски Д.** (1997): Спелеоморфолошки карактеристики на карстот и заштатата на подземните карстни форми во Скопската Котлина. Екол. Зашт. Живот. Сред., Том 4, Бр. 1, стр. 29-34, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1998): Рецетни периглацијални процеси и нивните релјефни форми во централниот (највисок) дел на планината Стогово., Геог. раз., Кн. 32-33, стр. 71-81, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1998): Прелиминарни сознанија за појава на тревни тераси (girland forms) на високите планини во Република Македонија. Екологија и заштита на животната средина, Том 5, Бр. 1, стр. 41-48, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1999): Пештера „Алена“ - Јакупица. Геог. Раз., Кн. 34, стр. 171-176, Скопје.

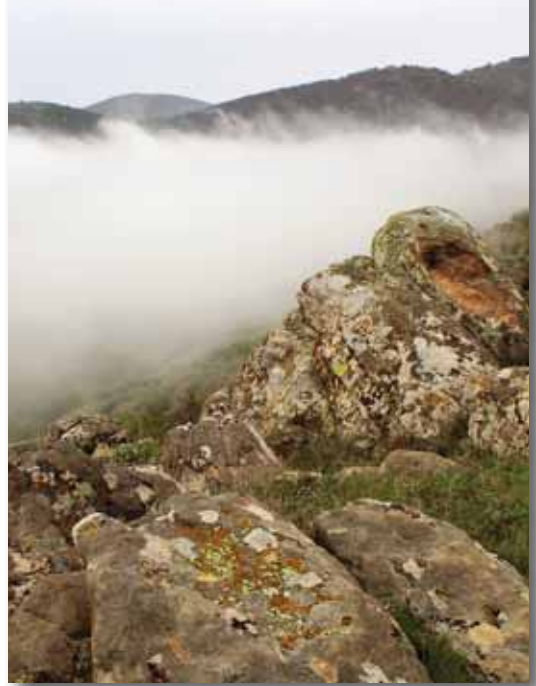
- Колчаковски Д.** (1999): Глацијален и периглацијален релјеф на планината Јабланица. Год. збор. на Инст. за географ., ПМФ, Кн. 33-34, стр. 15-38, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1999): Геоморфолошки резерват „Црн Камен“ - Јабланица. I Конг. на екол. на Макед., Збор., стр. 821-830, Охрид.
- Колчаковски Д.** (2000): Појава на полигонални почви во Република Македонија. Сим. МАНУ, стр. 179-190, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2000): Генеза на камените потковици - прилог кон проучување на периглацијалниот релјеф на високите планини во Република Македонија. Геог. раз., Кн. 35, стр. 173 - 176, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2000): Потенцијални природни резервати во идниот национален парк „Шар Планина“. II Конгрес на географите од Република Македонија, стр. 97-104 Скопје.
- Колчаковски Д., Богданова Б.** (2000): Геодиверзитетот во Република Македонија, идентификација, категоризација и заштита. II Конгрес на географите од Република Македонија, стр. 83-89 Скопје.
- Kolcakovski D. Gorgieva M.** (2001): Identification and classification of the geodiversity in the Republic of Macedonia. Балк. науч. практич. конф. „Природ. потен. и устоич. раз. на планин.“, стр. 69-73, Враца.
- Колчаковски Д.** (2001): Хронолошко зонирање на периглацијалниот геоконплекс во југозападниот дел на Република Македонија и негова компарација со соседните и подалечните области. Год. збор. на Инстит. за географ., ПМФ, Кн. 35-36, стр. 61-83, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2001): Спеломорфолошки карактеристики на карстниот релјеф во Република Македонија. Геог. раз., Кн. 36, стр. 23-34, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2001): Проучување на периглацијалниот релјеф во Република Македонија во текот на XX век со библиографски приказ. Геог. раз., Кн. 36, стр.191-195, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2001): Периглацијален релјеф на планината Пелистер, Научна мисла, IV, ДНУ - Битола, стр. 45-54, Битола.
- Колчаковски Д.** (2002): Плеистоцената глацијација и биогеографските промени. Геог. раз., кн. 37, стр. 19-36, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2002): Глацијален релјеф на планината Стогово. Геог. раз., кн. 37, стр. 159-166, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2003): Основни природногеографски карактеристики на Шар Планина (геологија, геоморфологија и хидрологија). Билт. истраж. друш. студ. биол. 2, стр. 3-7, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2004): Снежна граница - теоретски погледи и нејзина реконструкција за време на вирмскиот климатски минимум на планините во југозападниот дел на Република Македонија. Зборник, II Конгрес на еколозите на Македонија, стр. 23-28, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2004): Планина Ниџе (Кајмакчалан 2.540 m) - основни геоморфолошки карактеристики. Геог. Раз., Кн. 38-39, стр. 123-126, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2004): Геотектонски основи на релјефот во Република Македонија. Билтен ЗФГ, Кн. 1, стр. 7-23, Скопје.
- Kolcakovski D.** (2005): Mreza reprezentativnih lokaliteta za istrazivanje periglacialnog reljefa visokih planina Balkanskog poluostrva. Zbornik radova Prvog Kongresa geografa Bosne i Hercegovine, str. 148-152, Sarajevo.
- Колчаковски Д.** (2005): 80 години спелеолошки истражувања во Република Македонија, Билтен ЗФГ, Бр. 2, стр. 125-131, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2005): Прилог кон проучување на микрорелјефните форми во гранодиоритните карпи на локалитетот „Маркови Кули“, Билтен ЗФГ, Бр. 2, стр. 5-23, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2005): Геоморфолшка терминологија. Посебно издание на ПМФ, стр. 1-75, Скопје.
- Kolcakovski D.** (2007): Significant geomorphological occurrences (locations and unique forms) in the Republic of Macedonia, Билтен ЗФГ, Бр. 3/4, стр. 5-15, Скопје.
- Колчаковски Д., Бошковска Г.** (2007): Распространетост и старост на карбонатните карпи во Република Македонија. Билтен ЗФГ, Бр. 3/4, стр. 77-82, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2008): Морфолошки карактеристики на гребенските структури (депресии) во Република Македонија. Геог. Раз., Кн. 41-42, стр. 19-42, Скопје.
- Kolcakovski D., Milevski I.** (2012): Recent landform evolution in Macedonia. In: Recent landform evolution. The Carpatho-Balkan-Dinaric Region. Eds. Loczy D., Stankoviansky M., Kotarba A. Springer, pp. 413-442.
- Kolcakovski D., Todorova A.** (2016): Classification of mountains in the Republic of Macedonia in the educational system. Abstract book of the 5th Congress of Ecologists of the Republic of Macedonia with international participation, 19-23.10.2016, pp. 193-194, Ohrid.
- Kolcakovski D., Todorova A.** (2017): The natural monument “Markovi Kuli” in the list of UNESCO-yes or no; Proceedings of the 3rd International scientific conference Geobalkanica 20-21 May, pp. 49-54, Skopje.
- Kolchakovski D.** (2018): 60 years of the Speleological Society of Macedonia, 1958-2018. Географски разгледи (51) стр. 15-22, Скопје
- Kolchakovski D., Todorova A.** (2018): Comparative analysis of the protected areas “Goreme” - Cappadocia (Turkey) and “Markovi Kuli” - Prilep (Republic of Macedonia); Presentation on the International scientific conference „Biogeographical region

- Markovi Kuli: Natural contents and cultural values, 20-21 September, Prilep
- Лилненберг Д.А.** (1965): О современѣх движениѣх земной корѣ в Македонии. ДОК. АН СССР, геологич. Т. 165, Но. 1, стр. 159-162, Москва.
- Лилиенберг Д.А.** (1966): Основни закономерности в проявите на съвремените движениѣ в централната част на Балканскиѣ полуостров. Изв. на Геог. инс., Т.Х стр. 5-23, Софиѣ.
- Лиленберг Д.А.** (1966): Оѣщие тенденции современѣх тектонических движениѣх Македоний. Ref. sest. SGD, str. 245-270, Ohrid.
- Лиленберг Д.А.** (1966): Некоторые вопросы геоморфологии четвертичной геологии и неотектоники Македонии. Ref. sest. SGD, str. 271-299, Ohrid.
- Манаковиѣ Д.** (1957): Ерозиѣ на почвата во поречието на Ваташка Река. Год. збор. на ФФ, Кн. 10, стр. 195-221, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1957): Планина Жеден (морфолошко-хидрографски приказ). Год. збор. на ФФ, прир. математ. оддел, Кн. 10, стр. 169-192, Скопѣ.
- Manakovic D.** (1959): Pestera Dona Duka. Porocila ACTA carsologica II, str. 199-207, Ljubljana.
- Манаковиѣ Д.** (1960): Урнис Брда Градот. Збор. рад. САНУ, ГИ, Кн. 17, стр. 119-128, Београд.
- Манаковиѣ Д.** (1962): Нивациони процеси и облици на планината Јакупица. Год. збор. на ПМФ, Кн. 13, стр. 47-57, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1962): Хидрографски врски на реката Крапа и врелото Асаноец. Геогр. раз., Кн. 1, стр. 51-58, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1963): Абразиони и флувијални елементи во поречието на Бабуна и Тополка со Титовелешката Котлина. Год. збор. на ПМФ, Кн. 14 геолог. и географ., Св. 2, стр. 121-196, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1963): Некои релјефни елементи во поречието на Бабуна и Тополка со Титовелешката Котлина. Год. збор. на ПМФ, Кн. 15 геолог. и географ., Св. 3, стр. 87-139, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1967): Геоморфологиѣ на Мавровската Котлина. Геогр. раз., Кн. 5, стр. 5-32, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1968): Геоморфологиѣ на Сува Гора, Сува Планина и нивните северни ограноци. Год. збор. на ПМФ, ГИ, Кн. 16. Св. 4, стр. 129-177, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1970): Пештера Убавица (Голема пештера - Шпела Мозе). Петти југосл. спел. кон., стр. 35-40, Скопѣ.
- Manakovic D.** (1970): Contribution a l'hydrographie du karst de la R.S. de Macedonie. Problemes de l'evolution paleomorphologique de la Bulgarie. Tom 1, p.p 70-81, Sofia.
- Манаковиѣ Д., Андоновски Т.** (1979): Геоморфологиѣ на планината Буковиѣ. Год. збор. на ГФ, Кн. 25, стр. 43-71, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д., Андоновски Т.** (1979): Релјефни карактеристики на Источна Македониѣ. Геогр. раз. Кн. 17, стр. 5-32, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1980): Оазни тип карстне хидрографиѣ Македониѣ. Sed. jug. speleol. kong., str. 293-309, Titograd.
- Manakovic D.** (1980): Des meandres polymorphes etranges et glisses de Topolka et Bregalnica. Год. збор. на ГФ, Кн. 23, стр. 121-128, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1982): Карстни феномен у Македониѣ од Јована Цвијиѣ до данас. Научно дело Јован Цвијиѣ, САНУ - науч. скуп., Кн. XI, стр. 187-195, Београд.
- Манаковиѣ Д.** (1983): Нивациони процеси и облици со посебен осврт на СР Македониѣ. Zbor. XI Kong. geograf. SFRJ, str. 111-119, Titograd.
- Манаковиѣ Д., Андоновски Т.** (1983): Релјефот на планината Бистра. Бистра I, МАНУ, стр. 37-73, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д.** (1984): Подземна циркулациѣ на водата во зависност од положбата на варовничките маси во однос на непропусни стени со примери од СР Македониѣ. Dev. Jugoslav. speleol. kong., str. 269-278, Zagreb.
- Манаковиѣ Д., Стојмилов А., Андоновски Т.** (1993): Експозиции, наклони и хипсометриѣ на релјефните површини во СР Македониѣ. Год. збор. на ПМФ - географ., Кн. 30, стр. 125-147, Скопѣ.
- Манаковиѣ Д., Андоновски Т., Колчаковски Д.** (1993): Подземни карстни форми во националниот парк „Галичица“. Год. збор. на ПМФ - географ., Кн. 31-32, стр. 37-71, Скопѣ.
- Милојевиѣ Б.Ж.** (1941): Долина Брегалнице - геоморфолошка испитиваѣа. Глас. СКА, Кн. CLXXXVIII, стр. 1-66, Београд.
- Oestreich K.** (1902): Beitrage zur Geomorphologie Makedonien. Abhandlung. der K.K. geograph. Gesellsch. in Wien IV, Band No 1, Wien.
- Петров Г., Делипетров Т.** (1992): Неотектонско зонираѣе на териториѣта на Македониѣ и нејзината внатрешна градба. Geol. Maced., Т. 6, Nr. 1, p.p. 77-86, Stip.
- Петровиѣ Д.** (1988): Историѣ Српске спелеологиѣ. Пос. изд. СГД, стр. 1-119, Београд.
- Серафимовски Т., Петров Г.** (1990-91): Морфоструктурни карактеристики на рудниот реон Кратово-Злетово. Geol. Maced., Т. 5, Nr. 1, p.p. 133-148, Stip.
- Серафимовски Т., Петров Г.** (1990-91): Структурно-морфоструктурни карактеристики на рудниот реон Бучин-Дамјан-Боров Дол. Geol. Maced., Т. 5, Nr. 1, p.p. 149-164, Stip
- Nestorovski I.** (1974): Tektonski-geomorfoloskikarakteristiki na glavnite planini vo Zapadna Makedonija. Zbor. IX Kong. Geogr. lug., str. 123-132, Sarajevo.
- Николиѣ Р.С.** (1912): Глациѣациѣ Шар Планине и Кораба. Глас. СКА, Кн. LXXXVII, св. 36, стр. 50-80, Београд.

- Радовановић В.С.** (1928): Мали денудациони облици гнајсног земљишта. Глас. СНД, Књ IV. Св. 1, стр. 53-121, Скопје.
- Радовановић В.С.** (1931): Холокарст хуме под Кожуфом. Глас. СНД, Књ IX. Св. 3, стр. 108-159, Скопје.
- Радовановић В.С.** (1932): Гипсни рељеф Косоврас-та у долини Радике више Дебра. Глас. ГД, Св. XVIII., стр. 59-78, Скопје.
- Rubin J. et.al.** (1986): Atlas skalnich, zemnich a pudnich tvaru. Ac, p.p. 1-385, Praha.
- Станкоски Д.** (1971): Карстни подземни облици во изворишниот дел на Црна Река. Геог. раз., Кн. 8-9, стр. 101-112, Скопје.
- Станкоски Д.** (1980): Пештерата „Орле“ кај селото Горна Белица - Македонски Брод. Sedmi Jugosl. speleol. kong., str. 411-415, Titograd.
- Стојадиновић Ч.** (1951): Трагови преграбенске Баватске долине од предселине Бавата до Бн-тоља и развитак долине Шемнице и Драгора. Год. збор. на ФФ природномат. одд., Кн. 4, стр. 1-38, Скопје.
- Стојадиновић Ч.** (1952): Трагови прелиминског релјефа југозападне Македоније. II Конг. на геог. од ФНРЈ, стр. 41-47, Скопје.
- Стојадиновић Ч.** (1958): Геоморфолошка прома-трања на гипсном релјефу у долини Радике. Год. збор. на ФФ природномат. одд., Кн. 11, стр. 75-86, Скопје.
- Стојадиновић Ч.** (1962): Камени реки и сипои на Пелистер. Геог. раз., Кн. 1, стр. 45-51, Скопје.
- Стојадиновић Ч.** (1968): Генеза на литоралниот релјеф на базенот од Охридското езеро и него-вите тектонски и абразиони елементи. Год. збор. на ПМФ, Кн. 16, ГИ, Св. 4 стр. 103-127, Скопје.
- Стојадиновић Ч.** (1968): Геоморфолошки црти на островот Голем Град во Преспанското Езеро. Геог. раз., Кн. 6, стр. 117-122, Скопје.
- Stojadinovic C.** (1970): Geolosko-geomorfoloska evolu-сija reljefa Pelistera. Збор. на симпоз. за мол., стр. 39-48, Скопје.
- Стојановиќ М.** (1986): Области на изгаснати вул-кани на територијата на СР Македонија. Год. збор. на ПМФ - географија, Кн. 30, стр. 148-166, Скопје.
- Стојановиќ М.** (1995): Дојранско Езеро - постанок, еволуција, одумирање. Геогр. раз., Кн. 30, стр. 67-78, Скопје.
- Стојмилов А.** (1976): Хипсометриски карактеристи-ки на планините во СР Македонија. Геог. раз., Кн. 14, стр. 17-27, Скопје.
- Todorova A., Kolcakovski D.** (2013): Protection and presentation of the Katlanovo hill. International scientific symposium, "Hilly mountain areas-problems and perspectives", pp. 89-95, Ohrid.
- Todorova A., Kolcakovski D.** (2016): Identification, conservation and presentation of the geoheritage along corridor 10 in the territory of the Republic of Macedonia, Book of abstracts of the 4th Congress of Geographers, pp. 87, Sarajevo.
- Todorova A., Kolčakovski D., Dimitrovska O., Milevski I.** (2016): Protection and presentation of the "Pillow lava" site near the village of Miravci. Geographical reviews No 49, pp. 5-12, Skopje.
- Todorova A., Kolčakovski D.** (2017): The geoheritage objects along corridor 10 in the Republic of Macedonia as an example in the additional educational process of geography. Geographical reviews No 50, Skopje, pp. 13-25
- Todorova A., Kolchakovski D.** (2018): Palaeo volca-nic relief forms as a part of the geoheritage in the Republic of Macedonia, their valuation and protection; Proceedings of the 4th International scientific conference Geobalcanica 15-16 May, Ohrid, pp. 49-59
- Todorova A., Kolchakovski D., Dimitrovska O.** (2018): Geoheritage and geotourism in the Republic of Macedonia; Proceedings of the 4th International scientific conference Geobalcanica 15-16 May, Ohrid, pp.101-109
- Cvijic J.** (1891): Eine Besteigung des Schardagh. Sonderabdruck aus dem XVI, Jahresberichte des Vereines d. Geographen a.d. Universitat, 1-8, Wien.
- Цвијић Ј.** (1906): Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије. СКА, Књ. I, стр. 1-387, Београд.
- Цвијић Ј.** (1911): Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије. СКА, Књ. III, стр. 689-1272, Београд.
- Цвијић Ј.** (1924): Геоморфологија (књига прва), стр. 1-558, Београд.



сл. 157, Зимски пејсаж на планината Галичица



КЛИМА

Познавањето на климата и прилагодувањето на човековите активности со климатските прилики претставува општ национален интерес на секоја земја.

Времето е моментална состојба на атмосферата на одредено место, или тоа претставува реална состојба на метеоролошките елементи и метеоролошките појави во даден момент на одредено место. Едно од најстарите искуства на човекот е сознанието за постојаната променливост на времето (топло, студено, суво, врнежливо, со ветер, тивко, со дожд, снег итн). Ваквите промени може да бидат толку брзи што во еден ден временските прилики може да се променат неколку пати. Според тоа, времето е променлива и мерлива состојба, и може да се изрази со бројни вредности на метеоролошките елементи, како и описно со метеоролошките појави. Поважни метеоролошки елементи и појави кои го условуваат и му даваат обележје на времето се: температурата и влажноста на воздухот, воздушниот притисок, сончевото зрачење, врнежите, ветровите, облачноста, маглата итн.

Климата (поднебје) претставува осреднување на сите атмосферски појави, што во некој регион се јавуваат во долга низа години. Климата претставува збир на временски појави, т.е. на атмосферските процеси што ја карактеризираат средната физичка состојба на атмосферата над некое место (над помал или поголем регион на Земјината површина). Средната физичка состојба на атмосферата се добива со долгогодишни мерења и набљудувања на метеоролошките елементи и појави.

Параметрите што влијаат врз климата може да се поделат на климатски **елементи** и климатски **фактори**. Климатските елементи може да се поделат во четири групи, и тоа: *космички* (сончево зрачење), *шелурски* (зрачење на Земјата, радиоактивност, содржина на прашина и други честички во атмосферата), *геолошки* (пропустливост на почвата на сончевото зрачење и на топлината) и *метеоролошки* (температура на воздухот и почвата, влажност на почвата и воздухот, испарување, сончев сјај, облачност, врнежи, ветрови). Климатските фактори имаат директно влијание врз режимот и карактерот на климатските елементи. Тие може да се поделат во три групи: *астрономски* (Земјина ротација и револуција), *географски* (географска широчина, општа распределба на копното и водата, релјефот и надморската височина) и *метеоролошки* (особеностите на атмосферската циркулација, смена и трансформација на воздушните маси).

На Земјата климата може да се подели на два основни типа: **континентална** и **океанска**. Континенталната клима се одликува со ниска вредност на средногодишната температура, со големо дневно и средногодишно температурно колебање и со изразити апсолутни температурни колебања. Континенталната клима се јавува над големите континенти каде воопшто не допираат влијанијата на околните океани и мориња. При одредени влијанија на океанските или морски басени, или влијанието на поголеми водни басени на копното, обележјата на изразитото континенталната

клима може да се ублажат, т.е. се јавува т.н. **умерено-континентална клима**. Океанската (маритимна) клима се одликува со изедначени средномесечни температури, т.е. со мало средногодишно и апсолутно годишно колебање на температурата. Преоден климатски тип, каде се чувствуваат влијанијата на континенталната и маритимната клима е **приморската** (литорална) клима. Таа може да се издвои и како засебен тип. Над Средоземното Море владее т.н. **медиџеранска** (средоземноморска) клима. Во сушниот дел на годината е маритимна, со нешто изменети обележја поради влијанието на околните континенти. На овој начин издвоените климатски типови, секој поединечно и сите заедно, имаат битно влијание врз климатските прилики и во Република Македонија.

Првите егзактни метеоролошки мерења и набљудувања на територијата на Македонија датираат од крајот на XIX век, иако за целиот XIX век постојат пишувани материјали за одредени вонредни појави (поплави, замрзнување на реките) преку кои може да се донесат и одредени заклучоци. Метеоролошките мерења и набљудувања на територијата на Република Македонија се востановени во 1891 (Скопје) и 1896 година (Битола) и траеле до 1899, односно 1911 година. Во Скопје мерењата се вршени во Австрискиот конзулат, додека во Битола во Францускиот лазарет. Резултатите од метеоролошките мерења и набљудувања во Скопје (1891-1899) се објавени во публикацијата: „Jahrbuch der k.k. Zentral - Amstalf fur Meteorologie und Erdmagnetismus, Wien“, додека резултатите од Битола (1869-1911) се публикувани во „Annales du Bureau Centrale Meteorologique de France, Paris“. За време на Првата Светска војна за потребите на војската се вршени метеоролошки мерења и набљудувања на 3 мерни места (Битола, Прилеп и Удово) и на 3 дождемерни станици (Струмица, Кочани и Скопје). На мерните места Удово, Прилеп и Битола, покрај мерењата на основните метеоролошки елементи, вршени се и пилот - балонски мерења, што претставува посовремено мерење за тоа време. *Кулброџ* (*Kuhlbrod*) ја познавал работата на сите метеоролошки станици, вршел контрола на мерењата, го изучувал времето и климата во Македонија и меѓу првите со егзактни податоци ги објаснил временските и климатските карактеристики на овој дел од Балканскиот Полуостров. Првите организирани метеоролошки мерења и набљудувања во Македонија се воспоставени во 1923 година, а се прекинати во почетокот на Втората Светска војна. Мрежата на метеоролошките станици формирана во 1923 година ја сочинувале 25 дождемерни станици. Врз основа на мерењата од тоа време е направена и првата изохиетска карта за 1924 година. Во септември 1924 година, Командата на военото воздухопловство формирала метеоролошка станица на Скопскиот аеродром. Во 1926 година Метеоролошката опсерваторија од Белград во Македонија формира 3 метеоролошки станици од I ред, една од II ред, 5 од III ред и 18 од IV ред (вкупно 27). Во 1947 година е основана хидрометеоролошка служба и е формирана нова метеоролошка мрежа. Бројот на метеоролошките станици од година во година се менувал. Во 1983 година постоеле 10 главни метеоролошки станици, 4 јавувачки станици, 20 обични метеоролошки станици и 245 дождемерни станици (*Ристевски* 1983).

ВЛИЈАНИЕ НА ГЕОГРАФСКИТЕ ФАКТОРИ ВРЗ КЛИМАТСКИТЕ ОСОБЕНОСТИ НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Просторната положба на Република Македонија, која се наоѓа во јужниот (југоисточен) дел на Европа, како и нејзината положба речиси во централниот дел на Балканскиот Полуостров условува појава на мошне сложени (разновидни) климатски процеси.

Ваквите процеси се во тесна врска со повеќе географски фактори, како што се: самата географска положба на Европа, нејзиниот однос кон големите водни објекти (особено влијанијата на Атлантскиот Океан и Средоземното Море), атмосферските циркулации, континенталните влијанија на европското копно, како и влијанијата на пустинските и полупустински области во Северна Африка и Западна Азија. Сите овие влијанија, според нивните специфичности може да се поделат на континентални и маритимни (океански).

Континенталните климатски влијанија во Република Македонија најмногу се чувствуваат од источните и централните делови на Европа, потоа од западните азиски и северните афрички територии и секако од самиот Балкански Полуостров. За разлика од нив, маритимните - океански климатски влијанија се чувствуваат од Атлантскиот Океан и Средоземното Море, а особено од Егејското и Јадранското Море. Сето ова условува Република Македонија, како европска земја, во однос на географските фактори да се одликува со специфична географско-климатска положба.

Континентот Европа во најголем дел ги зафаќа умерените географски широчини (до 65-70° гш). На југ, нејзините јужни делови се во субтропските географски широчини. Такви се најјужните делови на Балканскиот, Апенинскиот и Пиринејскиот Полуостров. Ваквата голема просторна дистанца на континентот, меѓу крајниот север и југ (над 35° гш) е главната причина за појава на големи разлики во радијациските и топлотните услови. Тоа значи дека географската широчина е еден од најбитните географско - климатски фактори. Самата местоположба на Европа, а со тоа и на Република Македонија, условува мошне силно да се чувствуваат климатските влијанија на Атлантскиот Океан од запад и на Средоземното Море од југ. Со тоа се потврдува и специфичната положба на Македонија (и Европа) во однос на големите водни басени. Република Македонија, иако се наоѓа на голема оддалеченост од Атлантскиот Океан, поради релативно стабилниот пренос на воздушните маси, од запад кон исток над европскиот континент тие и најмногу ги одредуваат основните црти на климатските карактеристики. Одејќи кон исток, за разлика од западните делови на Европа, каде

условуваат потопли и повлажни зими, воздушните маси над територијата на Република Македонија стигнуваат трансформирани. Овде, во студениот дел на годината се многу поладни, а во топлиот (особено во лето) се потопли, често и прегреани.

Значаен фактор за формирање на климата претставува и подлогата, т.е. нејзината големина. Во таа смисла, големото Евроазиско копно во Македонија условува континентално влијание. Ваквите влијанија продираат од источните и централните делови на Европа, од западноазиските територии, а често и од територијата на Северна Африка. Влијанијата се остваруваат и со посредство на тропските континентални воздушни маси, или на арктичките маси за време на студениот период. Континенталните влијанија се условени и од специфичната географска положба на Балканскиот Полуостров, кој е широко отворен кон Источна Европа. Отвореноста условува воздушните маси од север, на патот преку српските гори (што не се многу високи), да продраат кон долината на Вардар. За климата на Балканскиот Полуостров и Македонија од посебно значење е влијанието на Средоземното Море (Зиков et.al. 1997). Тоа се манифестира преку средоземноморските циклони, што пренесуваат топол воздух за време на зимскиот период на годината. Според сите досегашни сознанија над Средоземното Море често доаѓаат воздушни маси од Атлантскиот Океан. Но има и воздушни маси што потекнуваат од самиот Медитеран, од Северна Африка (тропски континентални воздушни маси) и од умерените географски широчини (континентални воздушни маси). Откако ќе престојат над Средоземното Море тие се трансформираат и добиваат нови карактеристики, многу поинакви од првобитните.



сл. 158, Циклонска активност над Медитеранот

ЦИКЛОНСКИ И АНТИЦИКЛОНСКИ ЦЕНТРИ ФАКТОР ЗА КЛИМАТСКИОТ РЕЖИМ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Постојаните центри на висок (антициклони) и низок воздушен притисок (циклони - депресији), што имаат влијание на временските прилики, односно на климата во Република Македонија се: Азорскиот антициклон и Исландската депресија (циклон). Постојани центри со сезонски временски карактер се: Сибирскиот и Азискиот антициклон во текот на зимскиот период и Арабискиот циклон (депресија) во летниот дел на годината. Тие се во постојана промена на својата форма и интензитет на дејствување.

Азорскиот антициклон зафаќа широка зона со центар околу Азорските Острови. Над оваа зона во текот на целата година владее висок воздушен притисок. Меѓутоа, ваквата состојба често се проширува на север и североисток, со што условува продор на топол воздух од појужните региони на Европа во нејзините централни и северни подрачја. Исландскиот циклон зафаќа пошироко подрачје, со центар околу островот Исланд, каде се наоѓа и неговото постојано огниште на формирање. Овие две појави, мошне значајни за климатските прилики во Република Македонија, настануваат на следниот начин; студените воздушни маси што доаѓаат од областите со постојана мразна покривка (Гренланд) се сретнуваат со топлите воздушни маси што се формираат над подрачјата каде тече Голфската Струја. На тој начин во ова подрачје се формира циклонска активност, која над европскиот континент се движи кон исток и југоисток.

Под влијание на наведените центри, над Република Македонија се пренесуваат воздушни маси со различни особености и се формираат и исчезнуваат фронтални системи од различни размери. Особено влијание на климата има циклонската активност чиј центар е областа на Средоземното Море, односно Лигурското Море, Ѓеновскиот Залив, како и подрачјата на Тиренското, Егејското и Црното Море. Движењата на циклоните се од запад кон исток. Во топлиот дел на годината се движат понасевер од Македонија, а во зимскиот дел ја зафаќаат територијата на Република Македонија. Ова се и причините во летниот дел на годината врнежите да се послаби.

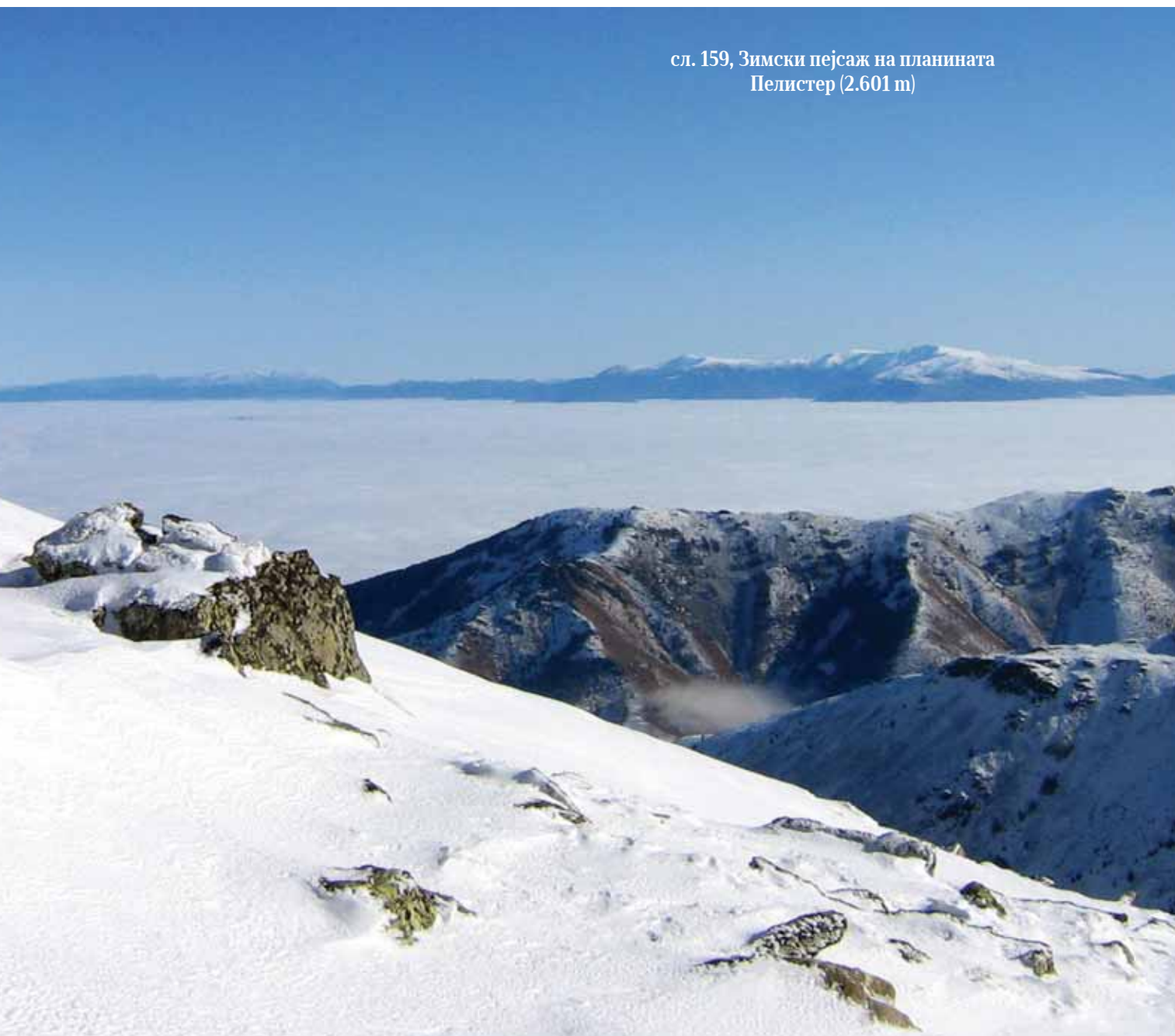
Според правците на продор на воздушните маси (имаат директно или индиректно влијание врз климата во Македонија), може да се издвојат осум (8) временски состојби (Лазаревски 1993). *Североисточна* временска состојба, што е поретка, се јавува кога центарот на

висок воздушен притисок е над Скандинавија, а нискиот над европскиот дел на Русија. При ваквата состојба во континенталниот дел на Европа е облачно со слаби врнежи, додека на територијата на Македонија дуваат силни и студени ветрови. *Источна* временска состојба се јавува кога антициклонскиот центар се наоѓа над европскиот дел на Русија, а неговиот гребен се протега (преку Централна Европа) на запад и југозапад. Ваквата ситуација се јавува во студениот дел на годината. Тогаш времето во Република Македонија е ведро со ниски температури. *Југоисточна* временска состојба се јавува почесто. Таа настанува кога центарот на антициклонот се наоѓа над јужниот дел на Русија, а гребенот, преку Балканскиот Полуостров се протега кон југоисток. Тогаш дува југоисточен или јужен ветер (Кошава во Подунавјето). Во Република Македонија при ваква состојба времето е облачно и врнежливо. *Јужна* временска состојба се јавува во три случаи: 1. Кога е создадена длабока долина со оска преку Западна Европа и западното Средоземје, 2. Кога е развиен циклон над Тиренското Море, или над јужниот дел на Јадранското Море и 3. Кога центарот на антициклонот е над Источна Европа, со гребен кон југозапад. Во првите два случаи имаме јужна циклонска состојба, додека во третиот јужна антициклонска состојба. *Југозападна* временска состојба се јавува често и тоа кога во западниот дел на Медитеранот е формиран активен циклон. *Западна* временска состојба се јавува тогаш кога над Централна или Северна Европа е развиен центар на низок воздушен притисок. Студениот воздух што продира од запад е од маритимно потекло и е релативно топол и влажен. Тогаш се јавуваат врнежи и опаѓање на температурата. Во летниот период доаѓа до освежување, а во земскиот до затоплување. *Северозападна* временска состојба се јавува кога над Централна или Северна Европа е развиен центар на

низок воздушен притисок. Создадениот воздух, кој продира од запад е од маритимно потекло и е релативно топол и влажен. Се јавуваат врнежи и опаѓање на температурата. Како и кај западната временска состојба во лето доаѓа до освежување, а во зимскиот период до затоплување. Северозападната временска состојба условува два случаи на продор на студен воздух во Македонија. Во првиот случај во северозападниот дел на Балканскиот Полуостров преовладува ведро и суво време со слаби северозападни или северни ветрови. Тогаш во Република Македонија се јавува Вардарецот и времето е суво и ведро. Во вториот случај студениот фронт се движи кон исток и дава фронтални врнежи. Во такви прилики во Република Македонија во текот на летото ретки се продорите на студен северозападен воздух (воздухот е презатоplen и брзо го трансформира

студениот воздух). Во исто време и планинските масиви го спречуваат продорот на студен воздух. *Севернаџа* временска состојба се јавува во три случаи: 1. Настапува кога во Источна Европа силно е изразен циклон кој предизвикува длабоко кон југ (Македонија) да продираат студени воздушни маси, 2. Кога над Западна или Северозападна Европа се јавува антициклон, при што, во Македонија условува продор на студени воздушни маси од маритимно потекло и 3. Се јавува кога се воспоставува циркулациони атмосферски системи од првите два случаја, што е најчесто. Северната состојба во Република Македонија има влијание кога средоземноморската депресија при своето движење ќе се задржи над Црното Море. Тогаш се јавуваат силни (орографски условени) врнежи.

сл. 159, Зимски пејсаж на планината
Пелистер (2.601 m)



КЛИМАТСКИ ЕЛЕМЕНТИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА И НИВНАТА ПРОСТОРНА РАСПРЕДЕЛБА

Температури на воздухот

Топлотната состојба на атмосферата во прв ред се манифестира преку температурата на воздухот. Таа е мошне важен климатски елемент што едноставно се мери. Топлотната состојба над некое подрачје за климатските потреби наједноставно се изразува преку дневниот и годишниот од на температурата на воздухот. Дневниот од на температурата на воздухот претставува промена на температурата во текот на 24 часа. Се јавува како последица на односот на примената и емитираната топлина на релација: почва - воздух - почва. Покачувањето на температурата на воздухот започнува по излезот на Сонцето, кога почвената површина започнува да прима повеќе топлина од глобалното зрачење, во однос на онаа што ја губи. Максималната вредност температурата на воздухот ја достигнува 2-3 часа после пладне, бидејќи толку време е потребно за пренесување на топлината од почвената површина до височината на која се вршат мерењата. По ова интензитетот на глобалното сончево зрачење се намалува, т.е. започнува смалување на температурата на воздухот. Температурниот минимум се јавува пред излезот на Сонцето.

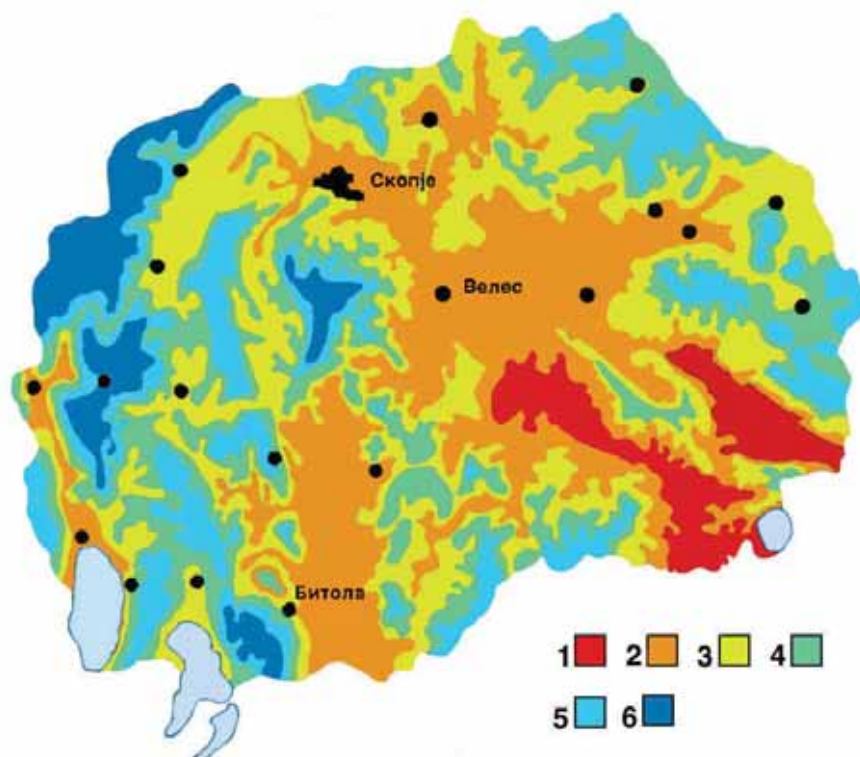
Разликата меѓу највисоката и најниската вредност на температурата на воздухот во текот на 24 часа ја претставува дневната температурна амплитуда, или дневното температурно колебање. Во годишниот од на температурата на воздухот постојат четири основни обележја. Тоа се: средната годишна температура (во кој дел на температурната скала се одвива годишниот од на температурата на воздухот), годишното колебање (разлика помеѓу средните температури на најтоплиот и најстудениот месец во годината), времето на појавување на максимумот и минимумот, како и асиметрија на кривата на годишниот од. Паѓањето на температурата на воздухот со зголемување на надморската височина е значително поизразено од промената на температурата на воздухот во хоризонтална насока. Со други зборови, вертикалниот температурен градиент е за 500 до 1000 пати поголем од хоризонталниот.

Средната годишна температура на Земјата (како споредба) се движи од 30°C во субтропските пустини до -30°C на Антарктикот. Во годишниот од на температурата, времето на појавување на максимумот и минимумот се јавуваат 30-40 дена по летниот (22 јуни) и зимскиот (22 декември) солстициум. Во Македонија, при нормален дневен од на температурата на воздухот, температурниот максимум се јавува меѓу 14 и 16 часот, а температурниот минимум околу 04 и 06 часот. Средната годишна температура во Република Македонија се движи од 15°C во Валандово и Дојран до -0,3°C на врвот Солунска Глава (Колчаковски 1993), каде и се мери, односно на Кораб (2.753 m), или Шар Планина (2.748 m) е и пониска.

На географската широчина на која се наоѓа Република Македонија најтопол е месецот јули а најстуден јануари. Симетричен од на температурата на воздухот се јавува, ако со приближно еднаква брзина во текот на годината топлење-

то трае толку колку што трае оладувањето. Меѓутоа, во нашите климатски услови се јавуваат фактори што го изместуваат нормалниот годишен од на температурата (асиметрична крива на годишен од).

Подрачјата во кои температурата на воздухот со височина се менува со исти закономерности претставуваат термички хомогени реони. Во Република Македонија може да се издвојат три вакви хомогени реони (Лазаревски 1993). Средногодишниот температурен градиент во првиот реон, кој ги опфаќа северните и делумно западните делови на Република Македонија е со вредност од 0,5°C на 100 m надморска височина. Во одделни висински зони на реонот неговата вредност се менува од 0,4°C до 0,6°C. Вака добиените податоци овозможуваат да се определи преку соодветна крива средната годишна температура на секое висинско подрачје. Во вториот реон, кој е со најголема површина, средногодишниот температурен градиент има вредност од 0,5°C на



1. над 14 °C; 2. 12-14 °C; 3. 10-12 °C; 4. 8-10 °C; 5. 6-8 °C; 6. под 6 °C

сл. 160, Средногодишни температури на воздухот во Република Македонија, според Лазаревски (1993)

100 m височина. Меѓутоа, и во овој реон на поедини височини вредноста се менува (од 0,3°C до 0,7°C). Во третиот реон, кој ги опфаќа подрачјата во поширокиот долен тек на реката Вардар, од Градско до Гевгелија, вертикалниот температурен градиент до височина од 400 m изнесува 0,5°C на 100 m. Над оваа височина неговата вредност се движи од 0,6°C до 0,7°C. Преку температурните градиенти, определени во трите реони и определените средни и годишни температури на соодветни надморски височини (Лазаревски 1993) е изработена карта на изотерми на средните годишни температури во Република Македонија (сл. 160).

Просечната годишна температура со највисока вредност во Република Македонија (до 14,5°C) е забележана во долниот тек на реката Вардар (Гевгелиско - валандовска и Дојранска Котлина). Овие простори се под големо влијание на Егејското Море. Со просечна годишна температура од 14°C до 13°C се одликуваат: Тиквешката, Струмичката и Велешката Котлина. Вредностите од 13°C до 12°C се карактеристични за Овче Поле, Радовишката, Скопската и Кочанската Котлина, додека вредности од 12°C до 11°C имаат Пелагониската, Дебарската и Кумановската Котлина. Полошката и Кичевската Кот-

лина во западните и Делчевската и Славишката во источните делови на Република Македонија се карактеризираат со средна годишна температура помеѓу 11°C и 10°C. Вредностите од 10°C до 9°C се карактеристични за Преспанската, од 9°C до 8°C за Беровската, околу 7°C за Мавровската Котлина, 4-5°C за Попова Шапка, а веќе на Солунска Глава (2.540 m) се помеѓу -1°C и 0°C.

Апсолутно минималната годишна температура на воздухот и во најтоплите подрачја на Република Македонија е пониска од -14°C. Така, на пример, во Валандово изнесува -14,1°C, Гевгелија -19,5°C, а во Демир Капија дури -22,0°C. Вредностите помеѓу -20°C и -25°C се јавуваат во Кумановската, Скопската, Велешката, Струмичката, Овче Поле, Дебарската Котлина и Прилепското Поле. Пониски вредности од -25°C се јавуваат во Полошката, Кичевската, Преспанската, Кочанската Котлина и Битолското Поле, а пониски и од -30°C се во Беровската Котлина (таб. 11). Апсолутно максималната годишна температура на воздухот има највисоки вредности во Јужно Повардарие (над 40°C), додека високи вредности се забележани и во други подрачја. Една од највисоката температура во Република Македонија (44,5°C) е забележана во Демир Капија на 22.08.1952 година, додека нејзиниот ре-

таб. 10, Просечни месечни и годишни температури на воздухот (°C) за период 1951 - 1980 год

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Валандо	3,6	5,7	8,8	13,6	18,5	22,7	25,2	24,9	20,6	14,9	9,8	5,4	14,5
Гевгели	3,4	5,5	8,5	13,2	18,4	22,8	25,0	24,6	20,2	14,2	9,0	5,2	14,2
Дојран	3,6	5,4	8,1	12,8	17,9	22,2	24,7	24,6	20,4	14,8	10,1	5,7	14,2
Д. Капија	2,1	4,8	8,3	13,4	18,1	22,4	24,7	24,4	20,1	14,1	9,0	3,9	13,8
Кавадар	1,5	4,1	7,7	13,3	18,1	22,2	24,6	24,7	20,3	14,0	8,9	4,0	13,6
Велес	1,8	4,2	7,8	12,9	18,1	22,1	24,9	24,1	19,9	13,9	8,4	3,7	13,4
Струга	1,6	3,9	7,8	12,9	17,7	21,7	23,8	23,3	19,2	13,2	8,0	3,0	13,0
Ерцелија	1,4	3,6	7,3	12,5	17,4	20,1	23,2	23,0	18,5	12,3	7,1	3,1	12,9
Кочани	1,5	4,1	7,7	12,6	17,4	21,2	23,2	23,0	19,0	13,4	8,2	3,3	12,9
Штип	1,3	3,8	7,3	12,3	17,3	21,3	23,7	23,4	19,2	13,4	8,1	3,2	12,8
Радовиш	1,1	3,4	6,7	11,6	16,6	20,7	22,9	22,6	18,4	12,9	7,8	3,0	12,3
Скопје	0,4	3,0	6,7	12,1	17,0	20,1	23,2	23,0	18,5	12,3	7,1	2,0	12,2
Куманово	0,4	2,8	6,3	11,6	16,4	20,3	22,3	22,1	17,8	12,1	7,0	2,1	11,8
Дебар	0,7	3,0	5,6	9,2	15,8	19,6	22,2	22,0	18,0	12,6	7,5	2,7	11,8
Кратово	0,7	2,7	6,3	10,5	15,4	18,9	21,2	21,7	17,4	12,3	7,4	2,6	11,4
Битола	-0,3	2,4	5,3	10,9	15,6	19,7	21,8	21,6	17,2	11,4	6,9	1,8	11,3
Прилеп	0,0	2,3	4,8	11,0	15,5	19,4	21,6	21,6	17,1	11,6	6,9	2,0	11,2
Охрид	1,7	3,1	4,0	8,1	14,4	18,4	20,8	20,7	16,9	11,8	7,7	3,8	11,2
Тетово	-0,7	1,9	6,1	11,3	15,8	19,4	21,4	20,9	16,7	11,0	6,3	1,4	11,0
Кичево	-0,1	2,4	6,0	10,3	14,9	18,6	20,6	20,3	16,4	11,2	6,7	2,1	10,8
М. Брод	0,4	2,7	5,8	10,1	14,8	18,1	20,2	20,0	16,2	11,1	6,8	2,1	10,7
Делчево	0,0	1,9	5,7	10,2	15,2	18,7	20,6	20,3	16,0	10,7	6,3	1,8	10,6
Кр. Пал	-0,3	1,7	3,4	9,8	14,4	18,0	20,0	22,0	16,0	10,7	6,0	2,0	10,2
Ресен	0,2	1,5	1,2	6,5	13,4	17,2	19,2	18,7	14,9	10,1	6,1	2,4	9,7
Берово	-1,2	0,5	2,1	8,7	13,0	16,5	18,3	17,9	13,9	8,7	4,8	0,7	8,7
Крушево	-1,6	-0,4	-1,2	5,3	11,7	15,6	17,9	17,9	14,2	9,1	4,9	0,5	8,2
Лазаропо	-2,3	-1,3	-6,0	2,6	10,2	13,7	15,9	15,7	12,1	7,6	3,7	-0,1	6,8
П. Шапка	-3,8	-3,2	-1,2	-3,7	7,9	11,1	13,0	12,6	9,8	5,7	2,4	-1,5	4,6
С. Глава	-6,9	-7,8	-6,0	-3,7	1,6	5,3	7,8	6,8	4,5	1,2	-3,3	-6,4	-0,6

корден износ од 45,7°C е регистриран на истиот простор на 24.07.2007 година. Блиску до оваа вредност се и забележаните температури во Гевгелија (44,3°C), Валандово (43,4°C), Овче Поле (42,5°C), Велес (43,4°C) и Скопје (43,0°C). Апсолутно максимални температура, со вредности од 34°C до 40°C, се забележани во: Полошката, Кичевската, Охридската, Беровската, Кочанската, Слависката и Пелагониската Котлина (таб. 12). Во Република Македонија се јавуваат и голем број на денови во кои дневната максимална температура е рамна или повисока од 30°C (тропски денови). Ваквите денови се јавуваат од април (во поедини подрачја и во март) до почетокот на ноември. Нивната најголемата зачестеност е во јули и август. Просечниот годишен број на тропски денови е највисок во Јужно Повардарие, а кон внатрешноста се намалува. Така, на пример, во Гевгелиско-валандовската Котлина изнесува 73, во Скопската Котлина 53, Полошката 35 дена и т.н.

Сезонска распределба на температурите

Освен годишните вредности на термичкиот режим интересни за анализа се и сезонските специфики. Тие произлегуваат од изразените разлики во летниот и зимскиот радијационен биланс. Припадност на Република Македонија на умерениот појас, условува јасно издвојување на годишниот циклус на термичкиот режим (период со зимски и летни карактеристики). Имаме појава на топло, долго и сушно лето со доста високи температури на воздухот и влажна зима со најниски температури во текот на годината. Освен наведените две сезони, како и во сите други земји на умерениот појас, постојат уште две претодни сезони: пролет и есен. На тој начин, во годишниот циклус на топлотниот режим јасно се издвојуваат четири специфични годишни времиња.

таб. 11, Абсолютно минимални месечни и годишни температури на воздухот (°C)
за период 1951 - 1980 год

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Дојран	-13,0	-12,5	-7,2	-0,5	5,0	8,0	12,3	11,5	5,0	1,5	-3,5	-7,6	-13,0
Валанд	-12,5	-14,1	-9,5	-0,7	1,9	8,0	10,5	8,8	4,2	-0,1	-10,5	-12,0	-14,1
Охрид	-17,2	-16,1	-16,0	-5,4	-0,2	2,3	4,7	5,0	2,4	-5,2	-8,0	-14,9	-17,2
Гевгели	-19,5	-15,0	-10,7	-3,0	2,5	8,0	8,4	9,0	2,4	-4,0	-9,5	-10,0	-19,9
Ерцели	-20,0	-17,6	-15,5	-5,6	-1,0	3,5	5,2	5,1	-0,6	-4,5	-11,2	-15,5	-20,0
Радовиш	-21,0	-18,8	-13,1	-4,5	1,0	2,2	6,4	6,9	0,7	-1,8	-9,8	-15,2	-21,0
Кр. Пал	-21,0	-17,0	-13,0	-4,0	-0,6	1,3	5,0	5,1	-0,5	-4,1	-11,6	-17,0	-21,0
Крушев	-19,5	-21,7	-16,7	-9,6	-1,6	0,0	4,5	4,0	-1,5	-7,4	-12,0	-18,7	-21,7
Д. Капија	-22,0	-19,2	-16,7	-2,5	1,4	5,7	7,8	6,1	2,1	-3,1	-9,4	-14,5	-22,0
Велес	-22,5	-17,0	-11,3	-2,8	-0,5	7,4	7,3	7,0	2,8	-3,0	-11,5	-12,4	-22,5
Штип	-22,7	-18,4	-15,4	-3,3	1,4	4,4	6,3	5,9	1,0	-3,9	-9,9	-16,4	-22,7
Лазароп	-23,0	-22,0	-18,5	-13,4	-5,0	-3,4	1,3	1,4	-4,6	-10,6	-15,5	-19,5	-23,0
Прилеп	-23,6	-21,9	-15,8	-3,0	-0,1	2,2	5,2	5,3	0,4	-5,0	-11,0	-20,8	-23,6
П. Шапка	-21,8	-23,7	-19,0	-11,3	-5,7	-1,2	0,7	0,6	-6,5	-11,3	-16,5	-18,8	-23,7
Дебар	-23,9	-20,4	-15,0	-4,2	-0,5	5,0	6,0	5,9	2,0	-7,5	-13,0	-19,0	-23,9
Струга	-24,0	-20,0	-11,0	-2,5	-2,0	4,0	6,1	5,8	0,1	-6,4	-11,0	-18,2	-24,0
Кумаан	-24,0	-17,6	-11,5	-3,5	-2,0	5,5	5,9	5,0	0,2	-4,3	-12,8	-16,1	-24,0
Кочани	-25,4	-18,0	-16,0	-3,7	-5,0	1,2	7,0	4,9	-0,6	-4,5	-11,5	-18,7	-25,4
Скопје	-25,6	-22,0	-15,1	-6,0	-1,6	3,2	5,8	7,0	-0,6	-4,2	-11,0	-17,9	-25,6
Кичево	-23,5	-25,7	-16,8	-2,5	-0,3	1,0	5,0	5,5	-1,0	-5,0	-11,3	-17,2	-25,7
М. Брод	-24,6	-25,8	-16,5	-5,6	-1,8	1,2	4,0	2,4	-4,0	-7,2	-13,0	-25,0	-25,8
Ресен	-26,5	-23,9	-22,0	-8,5	-1,5	0,0	3,2	3,0	-5,4	-8,0	-10,1	-20,5	-26,5
Делчево	-26,7	-28,5	-18,6	-6,0	-1,5	-1,5	3,5	2,0	-2,5	-5,5	-14,5	-22,5	-28,5
Тетово	-28,6	-25,0	-14,6	-3,5	-1,0	0,8	4,6	4,0	-2,5	-5,0	-14,2	-20,8	-28,6
Битола	-29,4	-27,7	-18,0	-3,5	-1,6	0,7	4,8	5,0	-2,4	-7,1	-15,3	-23,8	-29,4
Берово	-31,5	-24,5	-23,7	-7,7	-4,0	-1,8	1,7	1,0	-4,6	-8,5	-18,6	-23,7	-31,5



сл. 161, Зимски пејсаж во Кочанската Котлина

таб. 12, Апсолутно максимални месечни и годишни температури на воздухот (°C)
за период 1951 -1980 год

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII	год
Д. Капија	17,9	23,6	31,0	32,2	36,6	40,4	44,5	44,5	38,8	32,4	24,0	20,2	44,5
Гевгелија	18,0	23,0	30,0	31,0	37,0	38,0	44,3	42,5	37,5	33,0	25,2	21,6	44,3
Валандово	18,9	23,5	30,0	30,8	36,5	38,2	43,5	42,2	37,5	33,0	24,8	21,4	43,5
Велес	19,2	25,4	36,0	29,5	34,5	40,5	42,5	43,5	38,2	34,6	24,0	20,2	43,5
Струга	19,0	20,9	28,6	30,0	35,5	38,5	43,4	40,5	36,2	32,2	25,0	25,0	43,4
Дојран	17,8	21,5	26,6	30,4	36,0	38,0	43,0	40,6	36,1	30,2	22,8	19,7	43,0
Ерделија	26,6	22,8	33,0	29,6	35,2	39,6	42,0	42,5	38,0	35,0	24,8	20,0	42,5
Скопје	19,6	24,0	34,2	29,6	34,7	38,8	42,4	40,6	36,5	33,6	22,8	21,2	42,4
Штип	17,2	20,8	28,1	29,4	35,0	39,4	42,2	41,0	37,0	32,1	23,2	19,3	42,2
Прилеп	18,7	21,7	31,9	28,9	33,7	37,7	41,5	39,4	36,6	32,3	23,3	18,8	41,5
Кочани	19,2	23,0	32,0	29,4	35,0	36,5	41,2	39,8	36,4	33,4	22,8	21,2	41,2
Битола	18,2	22,6	31,2	29,4	33,0	37,6	41,2	39,0	36,0	30,8	24,0	20,2	41,2
Радовиш	15,6	20,4	25,8	29,0	35,5	38,0	41,0	40,1	35,3	31,4	22,0	17,5	41,0
М. Брод	16,6	21,4	25,5	27,6	33,2	36,4	40,8	38,9	34,4	30,0	25,3	20,2	40,8
Кичево	18,0	22,6	24,8	28,5	34,1	35,5	40,5	37,5	35,5	30,0	25,5	19,7	40,5
Дебар	16,7	20,1	24,5	28,9	33,4	36,1	40,1	37,0	35,2	30,0	23,4	19,0	40,1
Куманово	18,5	23,2	34,0	28,6	33,5	37,5	39,4	40,0	36,2	33,0	21,2	20,0	40,0
Тетово	15,5	21,6	30,0	28,0	34,0	35,8	40,0	38,8	35,6	30,5	21,5	19,0	40,0
Делчево	17,0	19,5	26,4	28,2	32,2	37,0	38,0	36,5	34,0	39,5	26,0	18,5	38,0
Кр. Паланка	16,5	20,2	29,6	26,8	31,4	34,0	37,5	36,6	34,4	31,0	22,6	18,0	37,5
Ресен	18,8	19,0	27,0	25,5	30,5	33,8	37,0	35,5	31,7	28,5	20,6	16,6	37,0
Охрид	15,4	18,4	26,8	25,2	30,2	33,0	36,7	34,4	31,7	27,0	21,8	17,8	36,7
Берово	14,5	18,4	27,2	26,2	30,6	33,9	36,2	35,8	32,2	29,5	24,5	19,4	36,2
Крушево	14,2	15,8	17,8	21,9	26,5	30,3	35,2	31,1	31,7	24,2	19,1	14,5	35,2
Лазарополе	13,6	14,6	22,4	22,5	26,9	28,8	34,1	31,2	29,8	23,5	20,0	13,4	34,1
П. Шапка	14,0	11,5	12,6	16,5	23,6	30,6	28,2	27,2	24,4	21,5	17,0	12,0	30,6



сл. 162, Летен пејсаж во долината на Злетовска Река

Зимската сезона (од декември до февруари) се одликува со најниски температури на воздухот во текот на целата година. Според среднојануарските температури на воздухот, сите мерни места во Република Македонија може да се групираат во неколку региони (Зиков et.al. 1997). Регионот со највисоки температури (над 3°C) ги зафаќа Гевгелиско-валандовската и Дојранската Котлина, додека регионот со температури од 1°C до 1,5°C го зафаќа централниот дел на Македонија (Демир Капија, Велес, Штип, Кочани, Радовиш). Поради отвореноста кон север, односно југ, овој простор во зимските месеци е подложен на продирање на ладни воздушни маси. Тие предизвикуваат ниски температури на воздухот невообичаени за ова подрачје, со што се ослабува влијанието на медитеранската клима. Регионот со температури околу 0°C ги опфаќа високите котлини (Пелагониска, Кичевска), со исклучок на Скопската и Кумановската Котлина, каде локалните фактори и континенталните влијанија добиваат примарно значење. Регионот со најниски температури (под -1°C) ги опфаќа планинските предели и највисоките котлини (Преспанска, Полошка, Беровско-делчевска).

Во сите подрачја каде среднојануарската температура на воздухот е под 0°C зимата е релативно ладна. Средните зимски температури покажуваат дека според термичкиот карактер овие простори имаат многу повеќе континентален отколку медитерански карактер. Месецот декември, освен во Охрид и Ресен (поради влијанието на езерските води) е потопол од јануари за 1°C до 1,5°C, што е резултат на доминантното влијание на Медитеранот врз термичките особености. Ваквите влијанија доаѓаат до израз и во централниот дел на Република Македонија (Ерделија, Штип). За разлика од јануари, февруари е најтоплиот зимски месец. Тогаш во многу мерни места, како: Дојран, Гевгелија, Демир Капија, Велес и Кочани температурите на воздухот се над 4°C, односно над 3,2°C (Радовиш, Штип, Струмица). Ваквите температури во февруари укажуваат на маритимното влијание врз термичкиот режим на овие простори.

Пролетната сезона (од март до крајот на мај) во просек од зимската има повисоки средни температури на воздухот за околу 10°C во котлинските и за околу 6-7°C во планинските предели. Скокот на температурите од зима во пролет е со различни просторни карактеристики. Пролетта во некои подрачја започнува во последната декада на февруари, додека во други зимските температури се задржуваат и до средината на март. Најголемиот температурен скок, над 13°C, е во југоисточниот дел на Македонија (Дојран,

Демир Капија, Гевгелија, Струмица). Голем скок на температурите, најчесто во границите од 12-13°C, имаат Велес, Скопје, Штип, Кочани, додека во границите од 8°C до 9°C се сите останати места, освен планинските. Лазарополе на пример, е со скок од околу 5,8°C.

Од сите пролетни месеци најладен е март, иако и тој е со доволно високи температури. Во него започнува вегетациониот период, со исклучок на планинските предели. Скокот на температурите од март во април е 4°C до 5°C. На повисоките места и во април се јавуваат „февруарски“ температури карактеристични за котлините. Во април на ваквите простори се уште постои снежна покривка. Во мај настанува силно затоплување со доста високи температури. Во овој период, како летни температури (над 18°C) се дефинирани во границите на Дојран, Гевгелија, Демир Капија и Велес. Над 17°C се во Скопје, Штип, Кочани и Струмица. Во сите останати подрачја температурите се над 15°C, освен во Беровско-делчевската и Славишката Котлина и на планинските терени, каде се пониски.

Летната сезона започнува во јуни и трае до крајот на август. Се одликува со највисоки температури на воздухот во текот на годината. Тогаш сонцето зазема највисока позиција, денот е најдолг, сончевата радијација најинтензивна, а испарувањето најголемо. Летните температури на воздухот се највисоки во Дојран, Гевгелија, Демир Капија и Велес, со просечна вредност од над 23°C. Високи температури на воздухот (во границите од 22°C до 23°C) се регистрирани и во Штип, Кочани, Струмица, Радовиш и Скопје. За сите овие места општа констатација е дека во летните месеци разликите на температурите помеѓу јужните и северните делови се многу помали од зимските месеци. Тоа е резултат што во овој дел на годината територијата на Република Македонија често се наоѓа под влијание на Азорскиот антициклон, кој условува топло и сушно време (Зиков et.al. 1997). Во текот на летото, поради силно загреаното копно, влијанието на Егејското Море е значително послабо.

Во летната сезона најмалку топол е месецот јуни, иако тогаш денот е најдолг, а Сонцето е на највисока позиција. Меѓутоа, облачноста е сеуште многу голема, врнежите изразени, а на планинските била и врвовите има и снежна покривка. Тоа условува во летниот период најтопол месец да биде јули. Тогаш температурите на воздухот се највисоки, бидејќи воздухот дополнително се загрева од силно загреаното копно. Сушата, исто така, перманентно се зголемува, а облачноста е релативно мала. Поради ова испарувањето се зголемува, а врнежите се намалува-



сл. 163, Есенски пејсаж во Кочанската Котлина
(долина на Злетовска Река)

ат, што придонесува за зголемување на температурите, но и на сушите. Во овој месец се регистрирани највисоките средномесечни температури на воздухот. Во Дојран, Демир Капија, Гевгелија и Велес се над 24°C , а над 23°C се во Скопје, Штип, Кочани, Радовиш и Струмица. Изотермата од над 25°C оди над Демир Капија, од 24°C до Велес, а од 23°C до Кочани. Среднојулските температури се најниски во Беровско - делчевската, Славишката и Преспанската Котлина, со околу 18°C . Според средномесечните температури на воздухот август е сличен на јули. Појавите на исклучоци во корист на август се однесуваат само на високите предели. Интензивната радијација на овие простори условува максималните средномесечни температури на воздухот да се јават во август.

Есенската сезона започнува во септември и трае до крајот на ноември. Просечниот пад на есенските температури во однос на летните изнесува околу 4°C . Првите знаци за настапување на есента се јавуваат уште во втората половина на септември, но најчесто септемвриските тем-

ператури на воздухот имаат летен карактер. Есента е потопла од пролетта, односно октомври е потопол од април. Во колку оваа разлика е приметлива тоа е одлика на маритимната клима и обратно, ако разликата е мала тогаш во тие котлини маритимните влијанија се слабо изразени. Потоплата есен од пролетта е последица на влијанието на Егејското Море (Медитеранот). Тие напролет акумулираат огромни количества топлинска енергија, а наесен, поради постепено ладеење влијаат на околните простори. Типичен есенски месец е октомври, со температури пониски од септември за околу $5-6^{\circ}\text{C}$. Тогаш само во планинските предели постои помал пад на температурите. Најладен есенски месец е ноември. Тогаш сонцето има ниска позиција. Преносот на ладните воздушни маси, особено на студените арктички воздушни маси е засилено.



сл. 164, Рана пролет
во Поречкиот Басен во долината
на реката Треска

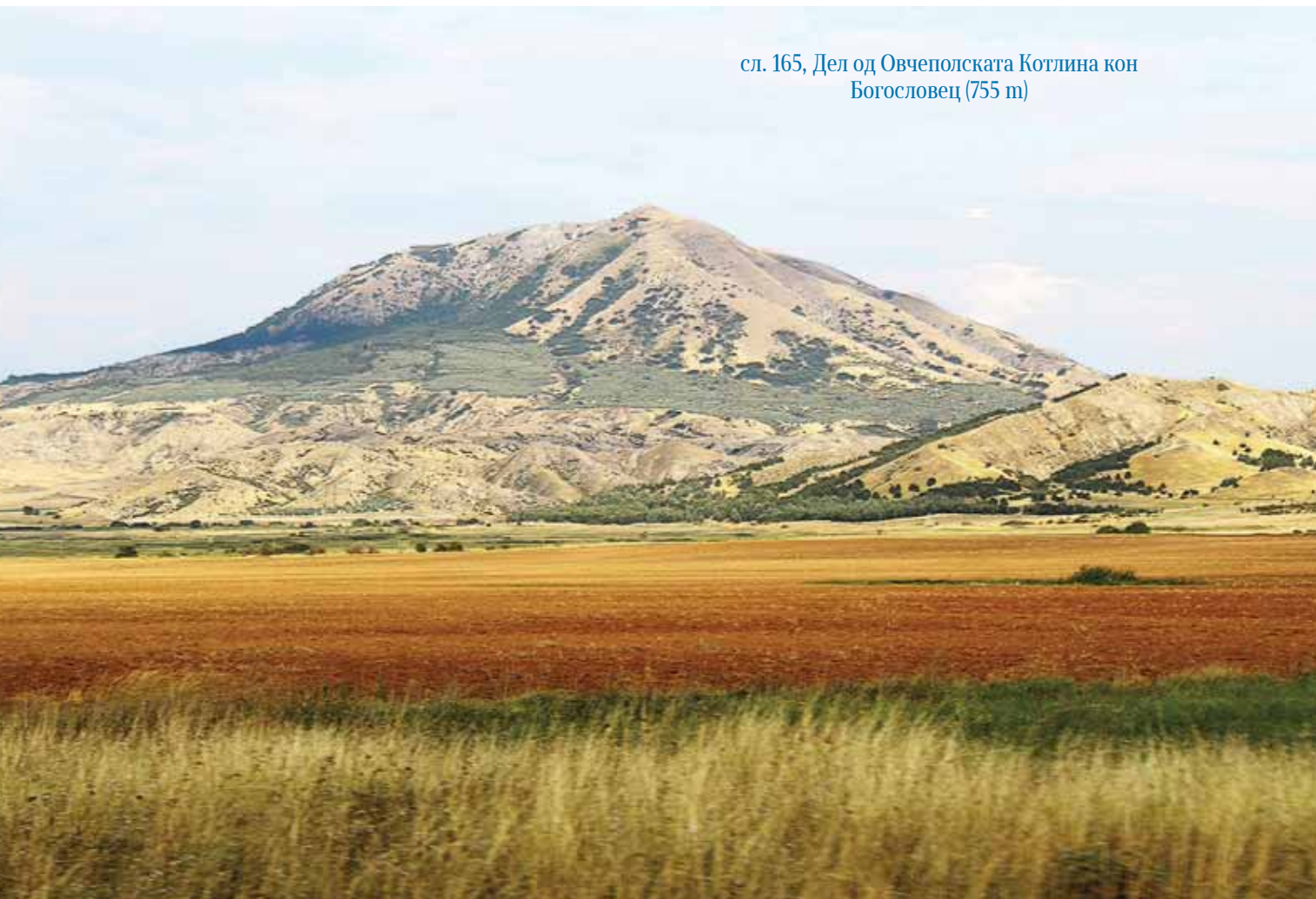
Температура на почвата

Што се однесува до почвената температура, нејзиниот годишен од покажува сличност со температурата на воздухот. Таа од јануари до јули постепено се зголемува, а потоа, кон декември се намалува. Најниска вредност почвената температура има во јануари и тоа на сите длабочини до 100 cm, а во некои подрачја само до длабочина од 50 cm. Така, на пример, во Пелатонија и Скопската Котлина во јануари почвената температура најниска вредност има до длабочина од 50 cm. Во подлабоките слоеви најниска вредност има во февруари. Во сите подрачја на Република Македонија, почвената температура на длабочина од 100 cm има најниска вредност во месец февруари.

Во повеќето подрачја на Македонија, до одредени длабочини, почвената температура има највисока вредност во јули, а на одредени длабочини во август. Така, до длабочина од 20 cm почвената температура е со највисока вредност во јули, а од оваа длабочина, кон подлабоките слоеви, највисоката вредност е во месец август. Во Овче Поле, Кочанското Поле, Скопската и Струмичката Котлина, до длабочина од 30

cm почвената температура е со највисока вредност во јули, а кон подлабоките слоеви во август. Средното годишно колебање на температурата на почвата во Република Македонија со највисока вредност е на почвената поврвнина, до длабочина од 5 cm, и се движи од 21°C до 25°C. Најмала вредност има на големите длабочини, над 100 cm, со вредност помала од 15°C. Во сите подрачја на Македонија почвената температура на сите длабочини (од 2 до 100 cm) има значително повисока вредност во есенските одошто во пролетните месеци. Разликите помеѓу почвените температури во есенските и пролетните месеци се најмали на почвената поврвнина, а кон подлабоките слоеви бргу се зголемуваат (на длабочина од 100 cm достигнува најголема вредност). Оваа разлика е помала од 2°C на почвената поврвнина, додека на длабочина од 100 cm се движи од 5,5°C во Кочанската Котлина до 9,4°C во Овче Поле. Во останатите подрачја на Република Македонија е со вредност од 5°C до 7°C.

сл. 165, Дел од Овчеполската Котлина кон Богословец (755 m)



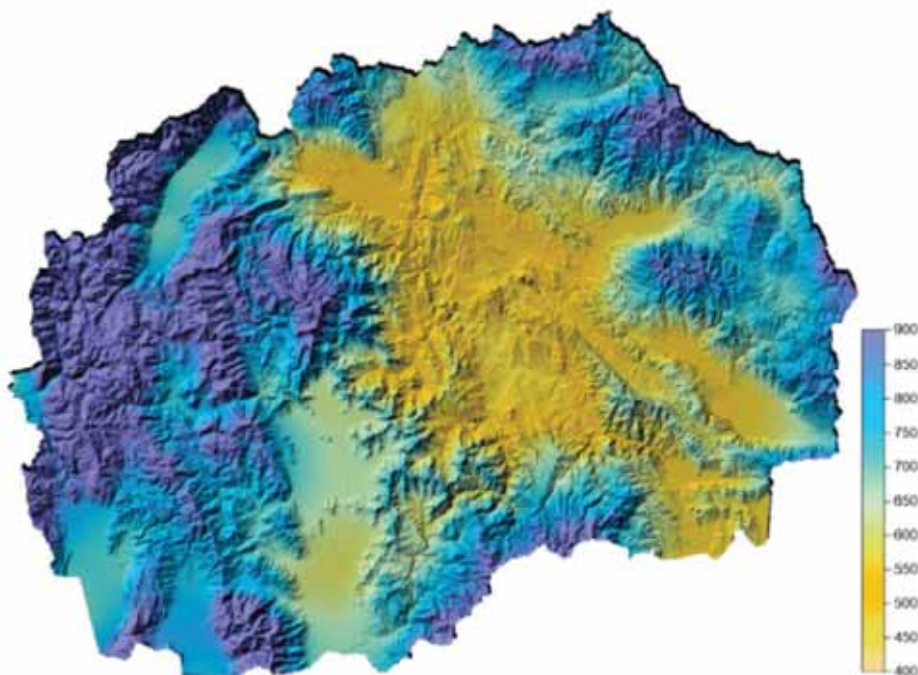
Врнежи во Република С. Македонија

Врнежите се климатски елемент кои даваат силно обележје на климата на одредени делови, но и низ целата територија на Македонија. Годишните количества на врнежи во Република Македонија значително нерамномерно се распределени. За ова најмногу придонесува сложената релјефна морфопластика на просторот. Така, на пример, Дебарската Котлина, која се наоѓа речиси на иста надморска височина и географска широчина со Делчевската Котлина, во годишната сума има 280 mm повеќе врнежи. Или, Охридската Котлина, која е за близу 700 m на поголема надморска височина од дното на Гевгелиската Котлина, а се на иста географска широчина, имаат приближно исто годишно количество на врнежи, иако се знае дека врнежите со надморската височина се зголемуваат.

На режимот на врнежите на територијата на Република Македонија имаат влијание два климатски типа, медитеранскиот и континенталниот. Првиот се одликува со значително поголеми количини на врнежи во ладниот дел од годината а смалени врнежи во топлиот дел. Вториот е со обратни карактеристики. Поголеми количини паѓаат во топлиот дел, а помали во ладниот дел од годината. Меѓутоа, врз режимот на врнежите во Македонија немаат влијание вистинската медитеранска и вистинската континентална клима. Овде се јавуваат одредени трансформации на овие влијанија, што е резултат на географската положба и специфичната релјефна морфопластика на територијата на Македонија. Поради

ваквата состојба може да се издвојат три климатски режими на врнежи (сл. 167).

Во сливот на реката Радика, од нејзината десна долинска страна се забележани најголемите количества на врнежи во Република Македонија, од над 1.400 mm/год (Ростуше, Жировница). Со најмали годишни количества на врнежи (помалку од 500 mm) се подрачјето на Градско, Овче Поле и Велешката Котлина (Лазаревски 1993). Со годишно количество на врнежи од 500 до 600 mm се одликуваат Скопската, Кумановската, Радовишката, Кочанската и Пелагониската Котлина, додека помеѓу 600 и 700 mm имаат Валандовската, Струмичката, Славишката и Беровската Котлина. Со годишно количество



сл. 166, Средни годишни количества на врнежи (mm) во Република Македонија (период 1951 - 1975), според Лазаревски (1993)

мерен пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
Гевгелија	60,5	60,1	71,4	52,5	68,4	46,8	31,9	31,3	39,1	75,4	98,0	74,8	711,2
Валандово	59,1	50,4	57,5	50,0	65,1	46,0	34,6	35,1	38,8	64,3	84,4	67,3	642,6
Демир Капија	64,8	44,8	50,8	41,9	59,0	48,7	33,0	24,2	35,4	59,2	63,2	61,7	585,7
Велес	33,8	35,1	39,4	38,0	53,4	42,8	34,1	25,4	29,9	44,2	52,4	40,6	469,4
Нов Дојран	52,0	53,2	42,3	54,0	65,2	50,9	33,5	33,7	39,2	68,3	87,9	61,5	681,3
Струмица	43,6	47,8	49,8	48,4	66,6	49,2	40,8	29,0	40,0	58,2	74,5	54,6	603,0
Скопје	42,0	35,4	42,0	37,6	60,6	45,1	33,2	29,8	40,8	49,5	52,3	47,5	514,8
Ерсељија	33,3	33,8	37,3	36,8	55,8	42,2	32,8	26,3	35,1	46,9	52,5	39,1	471,9
Кавадарци	33,7	34,2	36,7	36,6	61,2	39,1	30,1	26,8	30,7	45,0	53,7	44,9	476,7
Штип	35,8	34,1	34,8	36,1	63,3	44,3	36,7	29,3	34,1	54,3	53,0	40,7	496,5
Куманово	38,9	34,6	35,7	42,8	72,1	57,6	43,6	30,2	39,1	52,8	58,8	43,1	549,2
Кочани	39,2	35,6	38,7	40,2	49,7	54,3	43,4	35,3	35,8	49,1	56,0	40,8	538,0
Радовиш	43,8	49,5	47,2	36,1	53,1	39,1	37,0	22,6	33,2	49,5	64,4	45,0	520,4
Тетово	84,1	74,1	70,0	58,8	70,1	40,0	39,3	37,6	46,2	71,0	102,7	92,6	783,8
Македонски Брод	72,9	71,3	65,4	54,1	74,5	48,8	28,8	34,6	48,2	70,7	88,6	77,2	735,1
Битола	57,0	47,9	50,1	40,3	65,3	35,3	35,8	34,5	35,9	62,6	72,2	60,7	597,5
Кичево	71,6	73,2	73,2	55,7	68,1	46,1	36,2	37,2	48,7	76,1	107,1	85,6	786,7
Делчево	40,3	37,0	39,4	45,8	66,2	58,7	44,8	42,5	36,4	50,2	65,5	43,3	570,1
Кратово	63,3	59,0	38,5	57,7	84,9	66,1	60,8	35,1	43,4	65,0	69,6	65,0	728,4
Прилеп	47,1	43,1	44,3	46,4	71,3	50,3	31,4	35,4	39,9	56,0	64,6	46,1	575,9
Дебар	87,6	83,2	73,8	73,2	73,8	41,6	34,7	37,4	60,7	79,7	117,9	107,6	872,2
Крива Паланка	46,6	40,8	45,7	53,2	81,5	77,3	54,6	45,7	44,3	54,8	62,1	49,4	656,5
Охрид	76,4	72,6	59,8	50,3	63,7	36,4	23,2	21,1	47,4	71,9	98,4	78,9	708,3
Берово	48,9	44,1	47,5	53,3	76,8	69,4	54,5	37,6	42,8	55,2	64,3	52,8	647,2
Ресен	82,3	76,1	57,7	51,5	68,5	35,8	25,1	26,3	51,3	73,4	103,5	78,7	730,1
Крушево	70,4	64,9	62,9	64,0	91,0	60,9	39,9	39,8	58,0	85,9	102,1	75,2	815,1
Лазарополе	103,7	103,3	93,1	84,4	90,9	57,6	41,9	45,1	73,3	104,2	140,4	124,2	1059,0
Попова Шанка	74,1	63,2	84,8	100,9	119,6	73,5	67,0	58,1	76,8	109,5	150,3	118,4	1096,2

таб. 13, Просечна месечна и годишна сума на врнежи во мм за период 1950 -1980 година, според Лазаревски (1993)

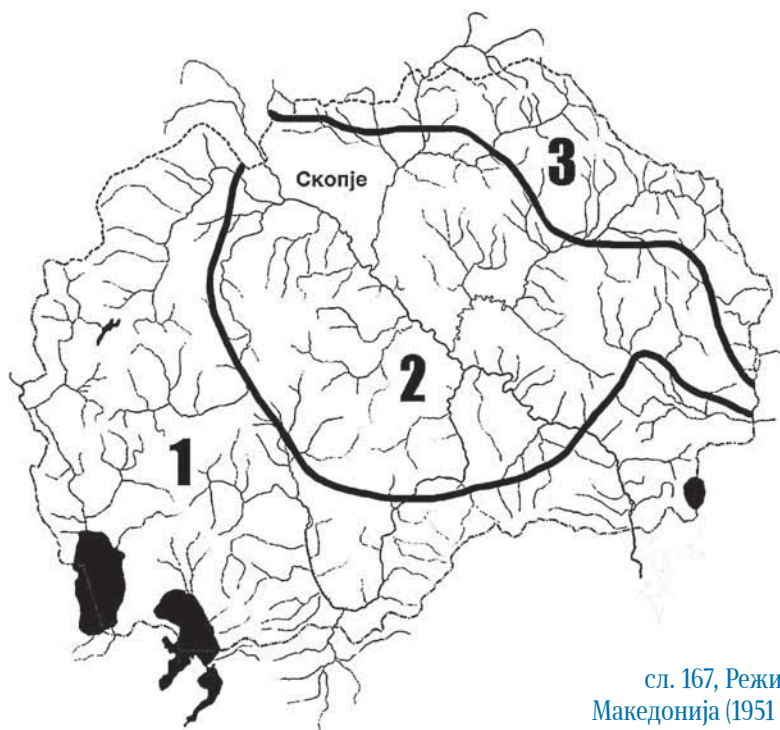
на врнежи од 700 до 750 mm се одликуваат Гевгелиската, Преспанската и Охридската Котлина, додека во Дебарската нивното просечно годишно количество изнесува 870 mm. На планината Бистра, на надморска височина од околу 1.300 m врнежите имаат вредност од 1.050 mm, додека на Шар Планина, на височина од 1.700 m достигнуваат 1.100 mm. Највисоките делови на планините не се и со најголемо годишно количество на врнежи, т.е. на одредена височина врнежите започнуваат да се намалуваат. Така, на пример, на врвот Солунска Глава (2.540 m) на планинскиот масив Јакупица, просечното годишно количество на врнежи е 872 mm (Kolcakovski 1994).

Регионалната распределба на врнежите во Република Македонија, како што е истакнато, е резултат на сложената релјефна структура, додека нивниот распоред во текот на годината е последица на атмосферските циркулациски процеси над Македонија. Во ладниот дел на годината се јавува циклонска активност, а чести се и продорите на влажни воздушни маси кои даваат доста врнежи. Во топлиот дел од годината, особено во летните месеци, Република Македонија најчесто е под влијание на зоната на висок воздушен притисок на Азорскиот антициклон. Овде преовладуваат топли и суви воздушни маси, поради што врнежите претставуваат поретка појава. Значи, на територијата на Република Македонија поголемо количество на врнежи се јавува во ладниот дел на годината, особено во доцните есенски месеци. Значително помалку се во топлиот дел на годината, со минимални количества во јули, август, па и септември.

Како резултат на промената на врнежите со зголемување на надморската височина, во Република Македонија може да се издвојат шест (6) хомогени реони (Лазаревски 1993), во кои се јавуваат специфични услови на промена (сл. 149). Првиот реон, кој е и најголем, ги опфаќа Средното Повардарие, почнувајќи од северозападниот дел на Скопската Котлина па се до Демиркаписката Клисуре. Источната граница на реонот се протега долж државната граница со Бугарија, од Осоговските до Малешевските Планини, додека западната е паралелна со течението на Вардар, од реката Бошава преку Сува Гора и Жеден до Качаничката клисура. Во овој реон, врнежите до височина од 500 m се зголемуваат со градиент од 50 mm/100 m, а над оваа височина се зголемуваат со променлив градиент, од 20 до 50 mm/100 m. Вториот реон ја опфаќа Пелагониската Котлина, без дел од Битолското Поле, но со неколку планински масиви, до Кожуф на исток. Средногодишниот градиент на врнежите во овој реон изнесува приближно 50 mm. Третиот реон ги опфаќа југозападните делови на Ре-

публика Македонија во кој спаѓаат Преспанската и Охридската Котлина, западниот дел на Битолското Поле и долината на Црн Дрим со Дебарската Котлина. Средниот годишен градиент на врнежи до височина од 800 m овде има вредност од 70 - 80 mm/100 m, а на поголемите височини е со вредност од 30 до 50 mm/100 m. Четвртиот реон ја опфаќа Полошката Котлина со Мавровското сливно подрачје. Средниот годишен градиент на врнежи во овој реон се движи помеѓу 40 и 60 mm/100 m. Петтиот реон го опфаќа подрачјето на долното течение на реката Вардар, од Демир Капија до Гевгелија. Во него, исто така, спаѓаат Дојранската Котлина и планината Беласица, како и источните падини на планината Кожуф. Овде средниот годишен градиент на врнежите изнесува 30 mm/100 m. Шесттиот реон главно ги опфаќа планинските подрачја долж границата со Србија, од Скопска Црна Гора до планината Герман на исток, како и долж границата со Бугарија, од Герман до планината Огражден на југ, вклучувајќи ја и Беровската Котлина. Промената на средните годишни врнежи во овој реон е со градиент од 50 mm/100 m.

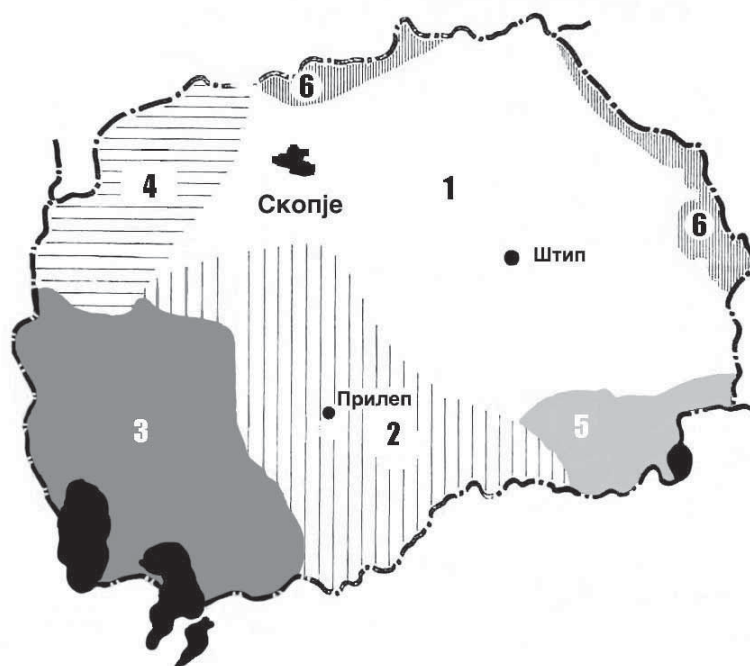
Во колку вкупното годишно количество на врнежи е правилно распределено по месеци, на секој месец би дошло приближно по 8,3 % од нивната сума. Ако се земе дека просечното траење на вегетацискиот период е седум (7) месеци, тогаш, при идеалната распределба на врнежите, во овој период треба да има приближно 58 % од вкупната годишна сума на врнежи. Во Македонија врнежите во вегетацискиот период се приближно до идеалната распределба во Беровската (59 %), Скопската (57 %) и Велешката Котлина (56 %), потоа во северниот дел на Пелагониската Котлина - Прилепско Поле (57 %), Кочанската (60 %) и Славишката Котлина (62 %). Во останатите подрачја врнежите во вегетацискиот период се далеку под идеалната распределба. Така, на пример, во Преспанската, Охридската и Полошката Котлина оваа сума изнесува од 44 до 46 %, а во Струмичката Котлина и Битолското Поле од 50 до 53 %. Во Македонија месеците со максимална и минимална сума на врнежи од година во година се менуваат, но вакви екстремни суми се јавуваат речиси во сите месеци од годината. Според анализираниот период (1951-1975), може да се издвојат подрачја во кои преовладуваат месеци со максимални и месеци со минимални врнежи (Лазаревски 1993). Речиси во сите подрачја ноември е со максимални месечни количества на врнежи. Само во Овче Поле, Кочанската, Кумановската, Беровската и Славишката Котлина, како и во Прилепското Поле максималните месечни врнежи се во месецот мај. Минималните месечни количества



сл. 167, Режим на врнежи во Република Македонија (1951 - 1975), според Лазаревски (1993)

таб. 14, Просечен месечен и годишен број на денови со врнежи рамни или поголеми од 0,1 mm

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Ерцелија	6,6	6,5	6,8	6,4	8,5	5,9	4,4	3,6	4,0	6,0	6,4	7,0	72,1
Валандово	8,1	7,1	7,7	6,5	8,4	5,6	5,1	3,2	3,7	6,2	8,1	7,9	77,6
Гевгелија	8,7	8,1	8,8	7,8	9,3	6,4	5,3	3,7	4,2	7,2	9,4	8,1	87,0
Струга	7,5	7,8	8,3	7,8	10,2	7,8	5,4	3,5	4,7	7,0	8,8	8,9	87,8
Велес	7,8	6,8	7,9	7,3	8,2	7,1	4,9	3,8	4,8	6,0	7,1	8,2	80,0
Дебар	8,5	9,1	8,7	9,3	9,0	6,6	4,9	4,4	5,7	6,7	9,4	8,7	91,0
Радовиш	8,9	8,9	9,3	8,2	9,5	7,0	5,5	4,1	5,1	6,5	8,8	9,2	91,1
Куманово	9,5	9,2	9,4	8,6	11,2	9,2	6,3	4,8	5,4	7,0	9,0	10,2	99,8
Штип	10,0	9,4	9,2	9,2	11,0	8,8	6,6	5,2	5,6	7,9	9,4	10,4	102,8
Кочани	9,4	9,1	9,1	8,7	12,3	9,4	7,3	5,4	5,5	8,2	9,6	9,3	103,2
Ресен	11,0	10,3	9,3	10,2	10,2	7,2	4,5	4,7	6,4	8,6	11,1	10,8	104,3
Д. Капија	11,5	9,5	9,9	9,4	10,8	8,5	5,9	4,6	5,8	8,0	9,7	11,0	104,5
Кичево	10,5	10,2	9,8	9,6	10,1	7,7	6,0	5,0	6,4	8,2	10,7	11,4	105,6
Скопје	11,0	10,0	9,9	9,5	12,3	9,7	7,6	5,6	6,7	8,2	10,4	11,5	112,4
Берово	12,0	10,9	10,5	10,2	12,7	11,0	7,8	6,1	6,8	8,5	10,5	11,1	118,2
Битола	13,0	12,0	11,9	10,0	11,4	8,2	6,2	4,9	6,7	10,2	11,5	12,5	118,5
Тетово	12,8	11,1	10,7	10,0	11,3	9,4	7,0	5,5	7,0	9,4	12,3	12,3	118,8
Прилеп	12,7	11,7	11,9	11,3	13,1	9,6	7,0	5,2	7,0	9,2	11,5	11,4	121,6
Крушево	13,1	12,5	12,1	11,7	11,7	9,5	6,8	5,4	7,1	9,3	12,0	12,5	123,7
Кр. Паланка	12,2	11,0	10,4	12,0	14,9	12,8	9,6	7,0	6,6	8,5	10,6	11,9	127,5
Охрид	13,6	13,1	12,1	12,6	12,4	8,6	5,9	5,0	7,7	9,7	13,8	13,7	128,2
Лазарополе	15,9	14,8	15,4	14,3	14,1	11,3	7,8	7,2	7,9	11,2	14,8	15,5	150,2
П. Шапка	14,8	13,1	15,9	15,1	15,4	14,2	10,4	8,3	9,7	11,4	13,3	15,7	157,3



сл. 168, Региони со различни услови на промена на средногодишните врнежи со зголемување на надморската височина, според Лазаревски (1993)

на врнежи во сите подрачја се во месецот август, освен во Охридската и Преспанската Котлина и Прилепското Поле, каде тоа е месецот јули. Генерално гледано во Република Македонија летните месеци се со малку врнежи, при што, месецот мај е изразито поврнежлив од септември, а октомври е поврнежлив од април.

Дополнително обележје на режимот на врнежи е зачестеноста на врнежливите денови по месеци во текот на годината. Од практична гледна точка многу е важно како се распоредени врнежите во текот на месецот во вегетациониот период. Во некои месеци можат да паднат многу врнежи само во неколку врнежливи денови (силни и поројни), но може голема сума на врнежи да биде распределена и на повеќе врнежливи денови, што е особено важно за земјоделието. Во Македонија најчести се деновите што имаат дневно количество на врнежи рамно или поголемо од 0,1 mm (таб. 14). Во западните делови на Македонија, во повисоките планински подрачја, средниот годишен број на вакви врнежи изнесува над 150 дена. Во Тиквешката Котлина и Овче Поле од 70 до 80, во Скопската и Полошката од 110 до 120, Пелагониската 115 -125, а во Охридската Котлина до 130 дена. За разлика од претходно изнесените податоци, во Република Македонија бројот на деновите во кои се јавуваат дневни количества на врнежи поголеми од 20,0 mm се мошне ретки. Така, на пример, на висо-

ките планини во западните делови на Република Македонија средниот годишен број на вакви денови изнесува помеѓу 10 и 15, додека во сите останати подрачја се помалку од 10 дена. Во Тиквешката, Кичевската, северниот дел на Пелагониската Котлина и во Овче Поле ваквите денови се помалку од 5.

Врнежите во Република Македонија се главно од дожд, но во зимскиот дел од годината се и снежни. Учеството на снегот во годишното количество на врнежи, со порастот на надморската височина се зголемува. Така, на пример, на надморска височина од 500 m ова учество изнесува 11 %, додека на височина од 1.500 m учеството на снегот во годишното количество на врнежи изнесува преку 30 %. Во Република Македонија врнежите од снег започнуваат уште од ноември, а на високите планини и значително порано. Снежната покривка се формира во раните зимски месеци, додека во поедини години и во доцна есен. Просечниот период на траење на снежната покривка е декември - март, а на повисоките планини ноември - април, па дури и мај. Просечниот датум на првата снежна покривка во крајните југоисточни делови на Република Македонија (Гевгелиска, Струмичка Котлина) е почетокот на јануари, а на последниот датум е средината на февруари. На север, по течението на реката Вардар, просечниот интервал на траењето на снежната покривка се зголемува. Во Скоп-

ската Котлина, средниот прв датум е 20 декември, додека последниот 5 март.

Бројот на деновите со снежна покривка се зголемува со поратот на надморската височина. Средниот годишен број на денови со снежна покривка е со најмала вредност во Гевгелиско - валандовската, Дојранската и Струмичката Котлина (од 8 до 10 дена). Северно, по течението на реката Вардар и кон внатрешноста на Македонија овој број се зголемува. Така, на пример, во Велешката Котлина изнесува 12 дена, во Скопската 25, Полошката 43, Пелагониската 36, Овчеполската и Кочанската Котлина од 15 до 18, Охридската 20, а во Преспанската Котлина 35 дена. Снежната покривка во Република Македонија не достигнува голема височина, освен на високите планински терени, особено во западните делови на Македонија. Максималната височина е доста променлива од година во година. Се случува и во Јужното Повардарие да достигне до 100 cm, иако многу ретко. Апсолутно максималната височина на снежната покривка во Скопската Котлина изнесува 46 cm, Овче Поле 53 cm, Пелагонија 63 cm, Охридската Котлина 64 cm, Полог 117 cm, Крушево 135 cm, Лазарополе и Маврово 174 cm, а на Попова Шапка 160 cm.

Суша

Сушата како метеоролошка појава претставува дополнително обележје на режимот на врнежите. За сушата постојат повеќе дефиниции, но најчесто под суша се подразбира состојбата кога во одреден временски период нема врнежи, со што почвата останува без потребната влага, а воздухот е дефицитарен со влажност. Кога на ваквата состојба ќе се надоврзат високите температури на воздухот, дувањето на топли и суви ветрови, со што се зголемува испарувањето, сушата станува уште поизразена.

За сушен период обично се зема непрекинат низ од 10 и повеќе денови во кои нема забележано дневни количества на врнежи рамни или поголеми од 0,1 mm, т.е. низ од денови во кои нема никакви врнежи. Бројот на сушните периоди (нивната зачестеност) со зголемување на надморската височина се намалува, бидејќи и бројот на деновите со врнежи со зголемување на надморската височина се зголемува. Во Република Македонија најчести се сушните периоди со траење од 10 до 15 дена (до 70 %). Всушност, преку 92 % од вкупниот број на годишните сушни периоди се со интервал на траење до 35 дена, а само 4 - 8 % се со траење од преку 35 дена.

Зачестеноста и должината на траењето на сушните периоди во Република Македонија е различна во текот на годината, како и во текот на вегетацискиот период. Со најголема зачестеност сушните периоди се јавуваат во текот на летните и есенските месеци, а сличен е распоредот и на нивното времетраење. Најмалку сушни периоди се јавуваат во пролетните и зимските месеци. Од вкупниот годишен број на сушни периоди, повеќето се јавуваат во вегетацискиот период. Така, на пример, во Тиквешката и Охридската Котлина и во Битолското Поле во текот на вегетацискиот период се јавуваат преку 80 % од годишниот број на сушни периоди. Во Кумановската и Полошката Котлина, како и во Битолското Поле и Овче Поле во вегетацискиот период се јавуваат од 75 до 80 %, а во Дојранската, Струмичката, Гевгелиско-валандовската, Беровската и Скопската Котлина од 70 до 75 %.

Во Република Македонија нема година во која не е забележан сушен период со траење од преку 30 дена, а во поедини години и во поедини подрачја на Македонија сушните периоди изнесуваат и преку 80 дена. Карактеристични се неколку екстремно долготрајни сушни периоди забележани на територијата на Република Македонија. Такви се: летно - есенската суша од 14 јули до 9 октомври 1965 година (88 дена) и екстремната есенската суша која траела од 17 септември до 30 ноември 1969 година (75 дена).



сл. 169, Централниот дел на Македонија (с.Бекирлија), со помалку од 500 mm годишно количество врнежи

Останати климатски елементи

Од останатите климатски елементи кои имаат битно влијание врз климатските карактеристики на територијата на Република Македонија значајни се: траењето на сончевото зрачење, облачноста, влажноста на воздухот и ветровите.

Под траење на **сончевото зрачење** се смета траењето на осончувањето изразено во часови. Се разликува потенцијално, или астрономско и стварно траење на сончевото зрачење. Стварното зрачење е значително покусо од астрономското, бидејќи зависи од неколку фактори. Во прв ред тоа е зависно од покриеноста на небото со облаци, потоа од релјефот, географската широчина и др. **Облачноста** е климатски елемент тесно поврзан со траењето и интензитетот на сончевото зрачење, меѓутоа и Земјиното излучување и распоредот на врнежите. Облачноста се изразува во десетини, од 0 до 10. Така, на пример, ако е потполно ведро, облачноста изнесува 0 десетини, а кога е потполно облачно таа има вредност од 10 десетини. **Влажноста на воздухот** како климатски елемент се изразува преку релативната влажност која го означува степенот на заситеност на воздухот со водена пара. Таа претставува однос помеѓу стварната содржина на водена пара во воздухот и максималната содржина на водена пара што воздухот може да ја прими при иста температура. Релативната влажност се изразува во проценти и има спротивен годишен од во однос на температурата на воздухот. Се смалува од јануари до јули (или август), а потоа бавно се зголемува до декември. **Ветрот** претставува хоризонтално воздушно струење кое настанува поради разлика на воздушниот притисок на одредено подрачје. Хоризонталното движење на воздухот е насочено во правец на паѓањето на воздушниот притисок. Ветрот главно ги носи временските обележја на подрачјата од каде ја донесува воздушната маса.

Траење на сончевото зрачење

Астрономското и стварното траење на сончевото зрачење имаат строго изразен годишен од. Од зимските кон пролетните и летните месеци зрачењето е во постојан пораст, а потоа, кон есенските и зимските месеци опаѓа. Потенцијалното, или астрономско траење на сончевото зрачење е во зависност само од географската широчина. Од аспект на овој фактор Република Македонија може да се подели на две зони: северна и јужна. Приближната граница што ги одвојува овие зони се протега помеѓу 41° и 42° напоредник, почнувајќи од Дебар кон исток, преку Кичево - Македонски Брод - Неготино, до планината Огражден на границата со Бугарија.

Во северната зона најголемата месечна сума на астрономско зрачење, изразено во часови е во јули (461 час), а најмала во декември (284 часа). За разлика од астрономското, стварното траење на сончевото зрачење е со помали вредности. Во сите подрачја на Македонија, со исклучок на Полог, просечното годишно траење на сончевото зрачење е преку 2.000 часа. Јужните подрачја, како што се Гевгелиско - валандовската и Дојранската Котлина, се одликуваат со над 2.500 часови годишно (во Гевгелија е 2.609, а во Валандово 2.564 часа). Во Струмичка-

та, Пелагониската, Беровската Котлина и Овче Поле изнесува помеѓу 2.300 и 2.500 часа годишно (Струмица 2.472 часа, Прилеп 2.368, Берово 2.347 часа).

На територијата на Република Македонија, во текот на годината со најдолго траење на сончевото зрачење се одликува месецот јули, а со најкусо траење е декември. Во сите подрачја на Република Македонија просечното јулско траење на сончевото зрачење изнесува преку 300 часа, или средно преку 10 часови дневно. Со преку 330 часови се одликуваат: Гевгелиско - валандовската, Дојранската, Струмичката и Преспанската Котлина, како и Битолското Поле. Поради летната конвективна облачноста во повисоките делови на овие простори, над 1.000 m височина, просечното јулско траење на сончевото зрачење е нешто пократко, односно под 300 часа. Декември во Македонија е со најкратко траење на сончевото зрачење, со помалку од 100 часа, или средно помалку од 3,3 часа дневно. Исклучок се Гевгелиско - валандовската и Струмичката Котлина, како и планинските масиви над 1.500 m нв.

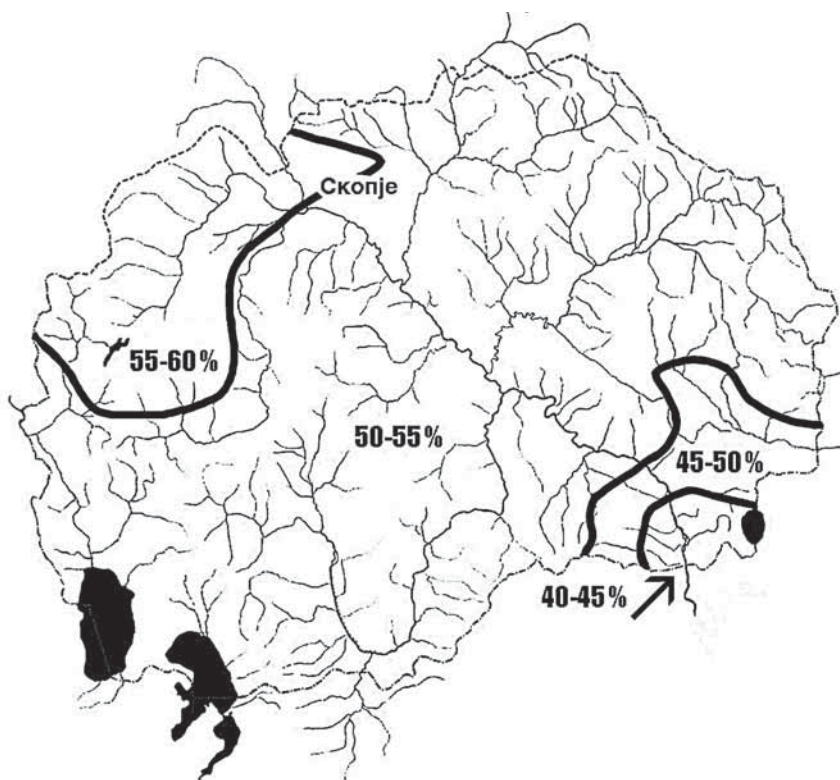
Во Република Македонија траењето на сончевото зрачење е поголемо во пролетните а помало во есенските месеци. Сезонската сума на пролетните месеци изнесува до 630 часа, а во есенските е до 580 часови. Просечното годишно релативно траење на сончевото зрачење во Ма-

кедонија изнесува помеѓу 55 и 60 % (Дојранска, Гевгелиско-валандовска и Струмичка Котлина) и 45-50 % (Скопска, Полошка, Кумановска и Дебарска Котлина). По месеци, најголемото просечно релативно траење на сончевото зрачење е во јули, од 65-70 % до 75-80 %, додека со најмала вредност е декември (20-30 %).

Облачност

Во Република Македонија со најмала просечна годишна облачност се подрачјата во Јужното Повардарије. Од аспект на просечната годишна облачност, Македонија може да се подели на четири реони (сл. 171). Во првиот реон просечната годишна облачност има вредност од 4,0 до 4,5, или од 40 до 55 %, додека во вториот е помеѓу 4,5 и 5,0 десетини, односно 45 до 50 %. Третиот реон, кој е далеку најголем, е со просечна вредност на годишна облачност од 5,0 до 5,5 десетини, или 50 до 55 % и четвртиот, кој ги опфаќа северозападните делови на Македонија е со вредност од 55 до 60 % (5,5 - 6,0 десетини) облачност.

Во текот на годината, низ целата територија на Македонија, најмалата месечна вредност на облачност е во август, со исклучок на Охридската Котлина, каде тоа е месецот јули. Најголемата просечна облачност, за целата територија на Република Македонија е во јануари. Исклучок се високопланинските предели, во кои просечната месечна облачност е најголема во декември. Во јануари просечната месечна облачност со помала вредност од 6,0 десетини е во Гевгелиско - валандовската и Дојранската Котлина, како и на планинските подрачја над 1.700 m надморска височина. Вредностите поголеми од 7,0 десетини се јавуваат во Скопската, Полошката, Кумановската, Дебарската Котлина и Битолското Поле. По сезони, со најмала облачност е летото, а со најголема зимата. Пролетната сезона е пооблачна од есенската, а март и април се пооблачни од септември и октомври, додека ноември е пооблачен од мај. Ова е поради зголемената циклонска активност што се јавува над територијата на Македонија во раните пролетни и доцните есенски месеци. Посебно обележје на режимот на облачноста претставува нејзината зачестеност, или бројот на деновите со одредена средна дневна облачност (број на ведри и тмурни денови). Како ведар се зема денот, во кој



сл. 170, Средна годишна облачност во Република Македонија во %, според Лазаревски (1993)

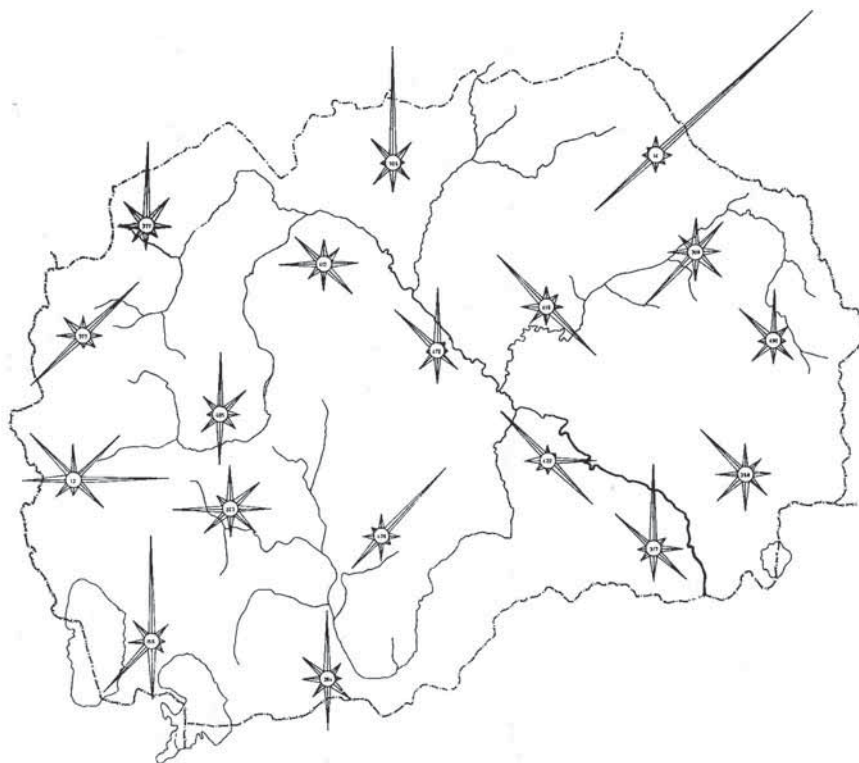
средната дневна облачност е рамна или помала од 2 десетини, а тмурен е кога средната дневна облачност е рамна или поголема од 8,0 десетини. Во Република Македонија просечниот годишен број на ведри денови се движи од 67 во Полошката до 132 дена во Гевгелиската Котлина. Просечниот годишен број на тмурни денови се движи од 77 во Гевгелиската до 140 дена во Полошката Котлина.

Влажност на воздухот

Во Република Македонија просечната годишна релативна влажност на воздухот е поголема од 70 %. Исклучок е Тиквешката и Велешката Котлина, како и Овче Поле и Прилепското Поле, каде вредноста е пониска од 70 %. Во текот на годината со најголема средна месечна релативна влажност е декември или јануари, а со најмала јули или август. Просечната декемвриска релативна влажност е доста изедначена во сите подрачја на Македонија и се движи од 79 % во Охридската Котлина до 88 % во Струмичката Котлина. Слична е состојбата и со просеч-

ната јулска релативна влажност, која се движи од 56 % во Пелагониската до 72 % во Беровската Котлина. По сезони, релативната влажност е со најголема вредност во зима, и тоа од 86 % во Струмичката до 74 % во Славишката Котлина. Најмалата вредност е во лето, од 56 % во Пелагониската Котлина до 72 % во Беровската Котлина. Есента е со поголема релативна влажност од пролетта, поради значително поголемата вредност во ноември. Во дневниот од релативната влажност е со најмала вредност во пладневните часови, од 13 до 15 часот.

Во поедини години, во зависност од карактерот на воздушните маси што продираат на подрачјето на Македонија, релативната влажност е доста променлива (значително отстапува од просечната годишна вредност). Македонија е често под влијание на топли воздушни маси од јужните географски широчини, особено во летните месеци, кои условуваат ниски вредности на релативната влажност на воздухот. Во некои години, при вакви временски ситуации, забележана е релативна влажност на воздухот пониска од 10 %. Релативната влажност пониска од 20 % е редовна појава.



сл. 171, Честина на ветровите и тишини во ‰ од 8 правци за период 1951-1970, според Лазаревски (1972)

Ветрови

Во зимските месеци јужните ветрови на нашата територија донесуваат затоплување а северните заладување. Ветровите бидејќи вршат размена на воздушните маси имаат улога на огромни природни пречистители на населбите и големите градови. Меѓутоа, од друга страна топлиите и суви ветрови ја сушат почвата, што од своја страна има негативно влијание врз растенијата.

Временските состојби кои имаат битно влијание врз режимот на ветровите во Република Македонија се следните: 1. Јужната временска состојба се јавува во предниот дел на циклонските центри, кои во текот на годината минуваат над Македонија. Тоа се циклоните што пренесуваат топол и влажен воздух од Средоземното Море. Во таков случај правецот на ветровите во Република Македонија е од југ и југоисток кон север и северозапад. 2. Висок воздушен притисок над Европа и низок во Медитеранот во ладниот дел на годината. Тогаш се јавуваат струења на ладен воздух од континентот насочени кон југ и југоисток. Кај нас се јавуваат како ветрови од север и северозапад (Вардарецот по течение на реката Вардар). Во зимскиот дел на годината воздушните маси главно донесуваат заладување. Меѓутоа, во поедини подрачја, особено во котлините каде е задржан многу студен воздух, може да дојде и до зголемување на температурата на воздухот. Во топлиот дел од годината, посебно во пролетта и есента, северните струења од Атлантикот донесуваат морски воздух, што во Република Македонија условува мало заладување.

Правецот на струењата од северниот кон јужниот квадрант и обратно во Република Македонија се менува поради релјефните услови. Поради ова преовладуваат ветрови долж правецот на протегање на речните долини, котлините и планинските масиви. Така, на пример, струењето од север, преку Шар Планина и Качаничката Клисура и преку Кумановско - прешевската рамнина во Полошката Котлина се јавува од северен правец, во Скопската и Велешката од северозападен, во Тиквешката од северен, Валандовската од северозападен и во Гевгелиската од северен правец. Во Прилепско Поле преовладуваат од североисток, додека во Битолско од северен правец итн. При јужните струења правецот на ветровите се менува од југозапад до југ и југоисток. Во Гевгелиската, Тиквешката, Скопската Котлина и Овче Поле преовладувачки се ветровите од југоисточен правец. Во Полошка-

та, Кичевската од јужен, додека во Струмичката, Беровската, Кочанската, Славишката и другите котлини од југозападен правец.

Во поголемиот дел на Република Македонија средната годишна брзина е поголема при северните ветрови и се движи од 2,2 до 6,6 m/s, додека во Охридската, Преспанската и Дебарската Котлина со поголема вредност се јужните ветрови (2,2 -3,3 m/s). Во Полошката Котлина и Прилепско Поле средната годишна брзина е приближно со исти вредности, како за северните така и за јужните ветрови. При северни ветрови, средната годишна брзина е поголема од 5,0 m/s во Гевгелиско - валандовската, Дојранската, Радовишката Котлина и Овче Поле. Со вредност од 5,0 до 4,0 m/s се ветровите во Прилепско Поле, а со вредност од 4,0 до 3,0 m/s во Охридската, Велешката, Беровската Котлина и Битолско Поле. Во Полошката, Скопската, Кумановската, Кичевската и Преспанската Котлина имаат вредност од 3,0 до 2,0 m/s.

Временската ситуација без ветар, или зачестеноста на тишини, е дополнително обележје на режимот на ветровите. Во подрачјата со зголемена зачестеност на тишини логично е смадена зачестеноста на ветровите. Со најмала зачестеност на тишини во Република Македонија се одликува Славишката Котлина (Крива Паланка), со просечна годишна вредност од 47 %. Со зачестеност од 138 % е Охридската, а од 200 до 300 % Скопската Котлина. Од 300 до 400 % зачестеност имаат Гевгелиско-валандовската, Кочанската, Кумановската, Полошката, додека зачестеноста на тишини од 400 до 500 % е одлика на Тиквешката, Беровската, Кичевската, Преспанската и Дебарската Котлина.

Долината на реката Вардар се протега речиси меридијански и дава поволни можности за продирање на студените воздушни маси од север и северозапад во правец на Егејското Море. Со префрлување на студениот воздух преку планинските масиви, во долината на Вардар се јавува студен, слаповит ветер, познат под името Вардарец. Сепак, тој не е така чест и силен како Бурата или Кошавата. Вардарецот главно е зимски ветер, сув и студен, и во оваа сезона неговата просечна брзина се движи до 6 m/s. Меѓутоа, во долниот тек од долината на реката Вардар, како што е Гевгелиската Котлина, Вардарецот дува со силни удари. Ваквата состојба може да потрае од 3 до 7 дена. Најсилен е при устието на Вардар во Егејското Море. Покрај ветровите што се јавуваат како последица на циклонската активност, во Република Македонија се јавуваат ветрови меѓу котлините и околните планини, меѓу долините и околните планини и меѓу езерските водни повр-

шини и околното копно. Тоа се локални ветрови со деноноќен период на траење. Дење дуваат од котлините кон планинските врвови, од долините нагоре по падините и од езерските поврвнини кон копното. Ноќе имаат спротивна насока, т.е.

дуваат од планините кон котлините и од копното кон езерските поврвнини. Тоа се таканаречените Деник и Ноќник, а на езерата имаат и свои посебни локални имиња.



сл. 172, Временската состојба над територијата на Македонија

сл. 173, Централниот дел на Република Македонија со најмали количества на врнежи





Сл. 174, Промена (намалување) на водостојот на
Преспанското Езеро како резултат на климатските
промени

КЛИМАТСКА РЕГИОНАЛИЗАЦИЈА НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Со класификација на климата на одредени простори, или за целата Земја (последната цел на климатологијата) се бавеле околу 75 автори (Ристевски 1982). Основните климатски класификации се базираат на различни методолошки пристапи. За климатската регионализација на територијата на Република Македонија постојат, исто така, неколку обиди. Позначајни се на: Јаранов (1945), Вујевић (1952), Ристевски (1982), Зиков et.al. (1997) и др.

Според Јаранов (1945) „Македонија спада изцяло в климатичниот пояс, којто се јавува како преходен меѓу средиземноморскиот и средноевропскиот, и то така, че јужната и северната граница на тој преходен пояс е сјевременно и јужна и северна граница на Македонија. Западната граница на Македонија е сѐшто така важен климатичен предел: албанските низини и планини, в които падат извнредно изобилни валежи, не могат да се сравнят с сухите македонски покраини. Не само по своя релеф но и по климат Македонија се отличава основно от земите около нея. Това обстоятелство увеличава още повече нейната природна индивидуалност, която намира видим израз в стопанската индивидуалност на Македонија“. Вујевић (1952) ги изнесува речиси истите констатации.

Особено е интересна климатската регионализација изведена според методологијата на *Корепп*. Во основа оваа класификација се базира на карактеристиките на средната температура на најладниот и најтоплиот месец во годината и на распоредот на врнежите во текот на годината. Ваквата класификација, презентирана од Ристевски (1982), е применета и за територијата на Република Македонија.

Со извршеното реонирање, во кое се користени податоци за 30-годишен период (1951-1980), издвоени се три основни климатски типа: **С**, **Д** и **Е** - клима и преоден тип на **С** кон **В** типот, наречена **BS** клима (Ристевски 1982). Умерената **С** - клима со поттиповите **С1**, **С2** и **С3**, односно со своите варијанти **а** (**а'**) и **В** (**В'**) во Република Македонија е најзастапена во централните делови.

Описно тоа е умерена клима со суви и жешки лета и умерена клима со суви и топли лета. Средната јануарска температура кај овој тип на клима се движи помеѓу -3°C и 0°C (**С1** клима), од 0°C до 3°C (**С2** клима) и над 3°C (**С3** - клима). Средната јулска температура кај **С** климата се движи во дијапазон помеѓу 22°C и 25°C (**а** тип), 19°C и 22°C (**В** тип), над 25°C (**а'** тип) и под 19°C (**В'** тип). Врнежите се подеднакво распределени во текот на годината (**f** поттип), со минимум во текот на летото (подваријанта **fs**) и со секундарен максимум во рано лето кај варијантата **Cfsax** или **Cfsbx**, односно со минимум на врнежи во текот на летото (**s** поттип). **Д** климата претежно е застапена на планинските масиви над 2.000 m. Овде средната јануарска температура е под -3°C , додека средната јулска темпе-



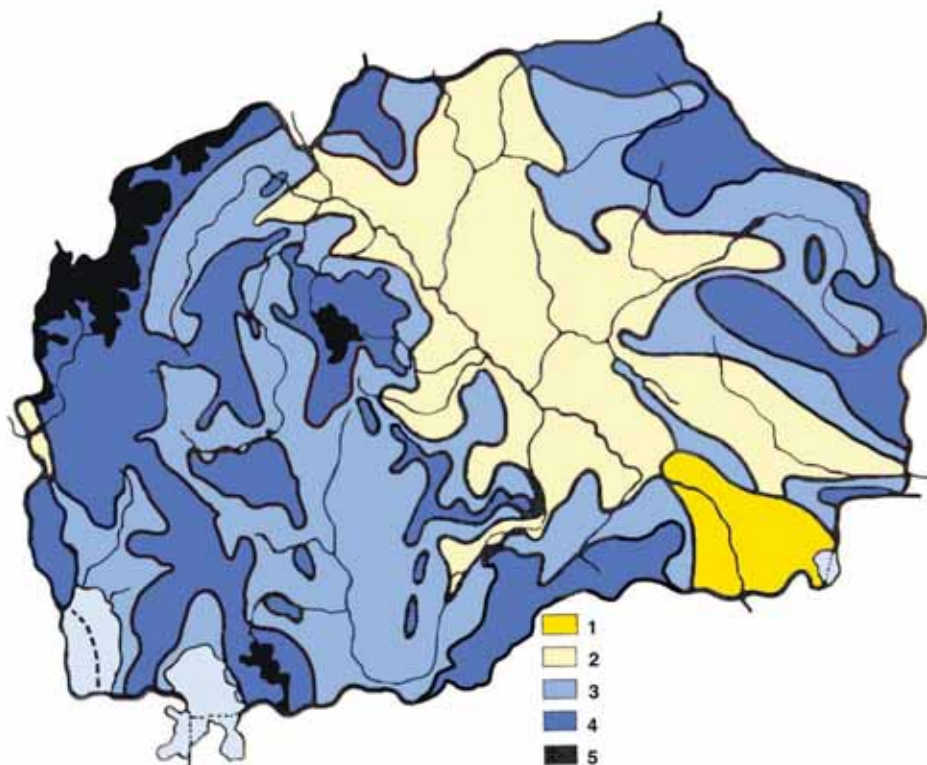
сл. 175, Дел од највисоките простори на Шар Планина (лево) и Галичица (десно) во кои е присутна **Е** клима (снежна клима), според методологијата на *Корепп*

ратура е над 10°C, што е прв и единствен услов за разграничување на **D** климата од **E** климата. Описно тоа е снежно-шумска планинска клима. На највисоките планински врвови во Македонија (Шар Планина, Кораб, Пелистер, Јакупица) е застапена **E** климата. На ваквите простори средната јулска температура, како повеќегодишна средна вредност не ја надминува вредноста од 10°C. Описно **E** климата претставува снежна клима. **BS** климата има карактеристики на степска клима во централното подрачје на Република Македонија (Градско).

Според *Зиков et.al. (1997)* макрорелјефните формо и композитниот карактер на релјефот во Македонија ги преиначуваат климатските услови. Територијата на Република Македонија наместо да има, според близината на Егејското и Јадранското Море, медитеранска клима, слична како онаа во грчкото приморје, кај нас се сретнуваат модифицирани типови на клима, кои се резултат на судрувањето на двете најзначајни климатски зони: медитеранската и континенталната. Ваквата специфика условува на овој мал простор од само 25.713 km² да има силно разнообразие на климатски услови, особено

голема испреплетеност на благата медитеранска и острата континентална клима. Медитеранското поднебје се одликува со топли и сушни лета, но и со благи и врнежливи зими, а континенталното поднебје е со студени, остри и влажни зими и врнежливи лета. Овие два климатски типа во Македонија се комбинираат на најнеповолен начин. Се менуваат студената и влажна континентална зима со чести продирања на поларните воздушни маси и топлото и суво медитеранско лето. Со тоа годишните колебања на температурата на територијата на Македонија, како и степенот на континенталноста се зголемени. Само на мал дел, по некои речни долини и котлини се јавува мошне силно влијание на средоземното поднебје. На останатите простори присуството на жешки и сушни лета и многу студени и влажни зими е резултат на судирот на медитеранската и умерено-континенталната клима, т.е. на нивните негативни особености.

На територијата на Македонија по оваа класификација (*Зиков et.al. 1996*) се издвоени неколку климатски региони, како: медитерански, потоа регион со изразена транслатација на медитеранската и континенталната клима, 3. Регион со континентална клима, 4. Регион со континентална клима со планински карактер, 5. Регион со планинска (алпска) клима.



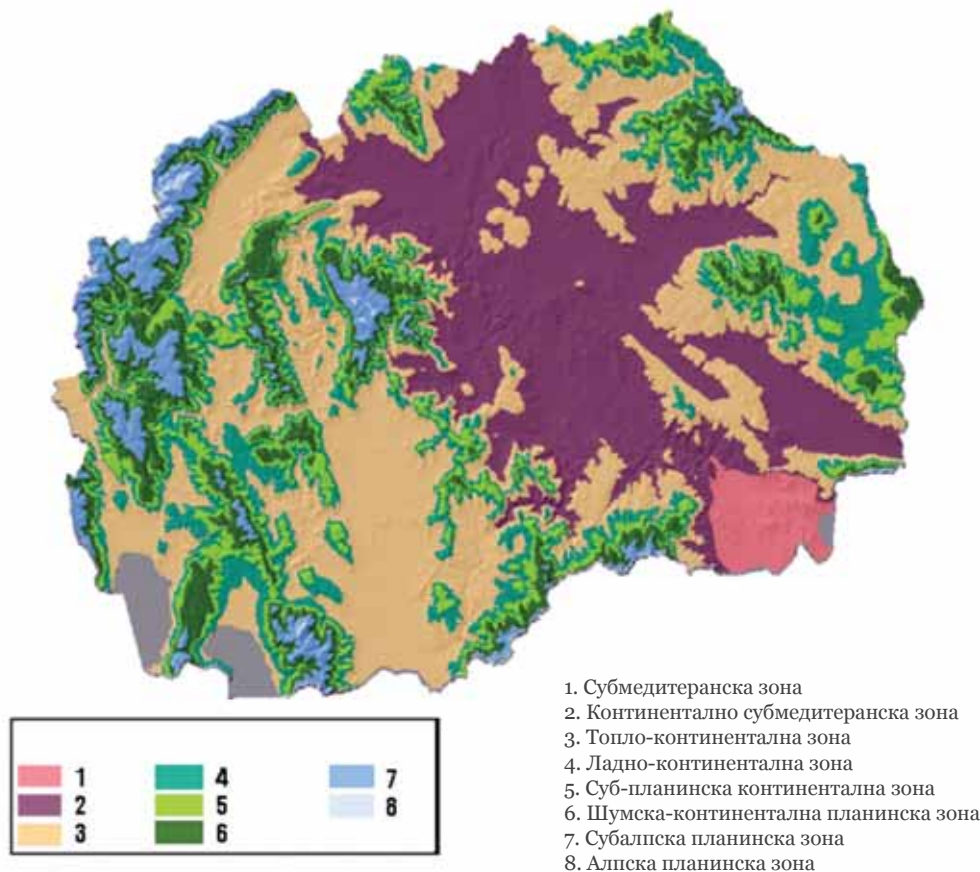
1. Регион со медитеранска клима, 2. Регион со изразена транслатација на медитеранската и континенталната клима, 3. Регион со континентална клима, 4. Регион со континентална клима со планински карактер, 5. Регион со планинска (алпска) клима.

сл. 176, Климатска регионализација на Република Македонија,
според *Зиков, Горѓиева, Бакева (1996)*

гион со континентална клима и регион со планинска клима (сл. 176).

Медитеранскиот регион ги зафаќа Гевгелиско - валандовската и Дојранската Котлина, во кои најсилно се чувствуваат медитеранските климатски влијанија. Меѓутоа, според климатските особености во Македонија не постои вистински медитерански регион, бидејќи и во Гевгелиската Котлина има појави кога температурните елементи имаат одлики на умерено-континенталната клима. Забележаната апсолутно минимална јануарска температура од $-19,5^{\circ}\text{C}$ зборува дека во одделни години медитеранските влијанија се потиснати но и обратно, постојат години кога медитеранските влијанија се чувствуваат по долината на реката Вардар до Скопје, а по долината на реката Брегалница и до Кочани, како и во целата Струмичка Котлина. Регионот на изразита транслатација на континенталната и медитеранската клима, во кој повеќе или помалку се чувствува влијанието на умерено-медитеранската и умерено-континенталната клима главно го опфаќа централниот дел на Република Македонија. Тоа се: Тиквешката, Велешката, Скопската Котлина и Овче Поле по доли-

ната на реката Вардар, Струмичко - радовишката Котлина по долината на реката Струмица и мал дел по долината на Црн Дрим во Дебарската Котлина. Регионот на континентална клима најмногу се чувствува во Преспанската и Охридско-струшката Котлина, потоа во Кичевската, Славишката, Беровско-делчевската, Полошката и Пелагониската Котлина. Регионот на планинска клима, кој се одликува со доминација на посебен тип на локална клима, карактеристичен е за Шар Планина, Кораб, Јабланица, Пелистер, Јакупица и останатите високи планини. Во Македонија, над 2.200 m височина постои права планинска клима, наречена и алпска клима. За разлика од нејзе кај сите планини под 1.000 m надморска височина владее преодна, од котлинска во планинска клима. За долна граница на планинската клима, според *Зиков et.al.* (1996), треба да се прифати средната височина од 1.000 - 1.100 m произлезена од растителноста, како главен индикатор за климатските разлики при непостоење на мерни показатели. Еден од основните индикатори за климатските разлики е вегетацијата (сл. 177).



сл. 177, Климатско-вегетациски зони во Република Македонија



сл. 178, Есенски пејсаж на Осоговските Планини

КЛИМАТА ВО ОДДЕЛНИ КАРАКТЕРИСТИЧНИ ПОДРАЧЈА НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

За реално согледување на различните климатски прилики што се сретнуваат на територијата на Македонија, воопштено се прикажани карактеристиките на неколку котлини, специфично одбрани, како репрезентативни простори за согледување на нивните меѓусебни разлики.

Презентирани се климатските прилики на котлините по долината на реката Вардар (Гевгелиско-валандовска, Велешката и Скопската) и котлинските простори во западните (Полошка Котлина) и источни делови на Република Македонија (Пијанец).

Климатски карактеристики на Гевгелиско-валандовската Котлина

Гевгелиско - валандовската Котлина во голем дел е под термичко влијание на Егејското Море, т.е. на средоземноморското климатско влијание. Просечно годишната температура овде изнесува помеѓу 14,2°C (Гевгелија) и 14,5°C (Валандово). Во Гевгелиско-валандовската Котлина средоземноморските климатски влијанија особено се манифестираат во ладниот дел на годината, што се гледа и од релативно високите температурни вредности во зимските месеци. Средната јануарска температура е помеѓу 3,4°C (Гевгелија) и 3,6°C (Валандово), или за трите зимски месеци (декември, јануари и февруари) во Гевгелија изнесува 4,7°C. Поради релативно добрата отвореност на Гевгелиско - валандовската Котлина кон север, во ладниот дел на годината, особено во зимските месеци се јавуваат доста ниски температури, со што се нарушува температурната стратификација на Егејското, морско климатско влијание. Во овој дел на годината (зима) апсолутно минималната температура е забележана на 27.1.1965 година од -19,5°C. Температурите со вредност под -8°C се јавуваат речиси секоја година. Негативните температури го условуваат и мразниот режим во ова подрачје. Просечниот мразен период трае 136 дена во Гевгелиско Поле и 118 дена во Валандовско Поле. Меѓутоа, вистинскиот годишен број на мразни денови изнесува 40 % од траењето на просечниот мразен период, т.е. во ова подрачје просечно се јавуваат 49 мразни денови. Медитеранското климатско влијание врз температурниот режим на воздухот, во топлиот дел на годината, посебно во летните месеци е послабо изразено. Тоа е поради силното загревање на воздухот над копното (хоризонталниот температурен гради-

ент во правец море - копно е послабо изразен). Така, на пример, средната јулска температура во Солун изнесува 26,8°C, во Гевгелија 25,0°C, а во Демир Капија 24,7°C. Апсолутно максималната температура на воздухот во Гевгелиската Котлина изнесува 44,3°C, забележана во јули 1988 година. Вредностите повисоки од 40°C се јавуваат еднаш на 4-5 години, додека вредностите над 35°C се јавуваат секоја година. Високите вредности на топлотниот режим се манифестираат и преку зголемениот број на летни и тропски денови, т.е. денови во кои дневната максимална температура на воздухот е рамна или повисока од 25°C (летни), односно 30°C (тропски денови). Просечно има 135 летни и 73 тропски денови. Најтопол месец е јули, со просечна месечна температура од 25,0°C. (Гевгелиско Поле), односно 25,2°C (Валандовско Поле).

Режимот на врнежи во Гевгелиско-валандовската Котлина е под медитеранско климатско влијание. Летните месеци се со мали количества на врнежи, а максимумот паѓа на доцните есенски месеци. Просечната годишна сума на врнежи изнесува 711 mm (Гевгелија), односно 646 mm (Валандово), со што ова подрачје спаѓа меѓу поврнежливите во Република Македонија. Во текот на годината врнежите се доста нерамномерно распределени по месеци и сезонски. Најврнежлив е ноември (Гевгелија 98 mm, Валандово 85 mm), а потоа следат декември и октомври (по 75 mm). Со најмало месечно количество на врнежи се јули и август, просечно околу 30 mm. По сезони најврнежлива е есента, со просечно количество од 203 mm, а со најмалку врнежи е летото (108 mm). Врнежите се главно од дожд, додека годишно во просек има само 6 до 10 дена со снежна покривка. Иако годишните врнежи се доста високи, сушните периоди се јавуваат со голема зачестеност. Со најголема зачестеност се сушните периоди со траење од 10 до 15 дена. Сушните периоди со траење од преку

25 дена не се јавуваат секоја година. Најдолготрајниот сушен период во Гевгелиското Поле бил 88 дена (од 14 јули до 9 октомври), забележан во 1956 година.

Гевгелиско - валандовската Котлина е подрачје со најдолготрајно сончево зрачење во Република Македонија, со преку 2.600 часови, т.е. облачноста е со најмали вредности (просечно 4,3 десетини). Во Гевгелиско - валандовската Котлина најизразени се ветровите по долината на реката Вардар, и тоа: Вардарецот кој се јавува од северен правец и Југото од југоисточен правец. Со голема брзина Вардарецот се одликува во зимските месеци (јануари 7.2 m/s, февруари 7.0 m/s), додека брзината на Југото е значително помала (просечно 2.1 m/s).

Може да се каже дека во Гевгелиско-валандовската Котлина се чувствува медитеранското климатско влијание во комбинација со умерено континенталното климатско влијание, т.е. климата овде се карактеризира со изменети медитерански и ублажени умерено континентални обележја. Таквото нешто се манифестира преку доста топлите лета, релативно студентите зими, зголемената средна годишна температура, смаленото средногодишно температурно колебање и значително потоплата есен од пролетта.

Климатски карактеристики на Велешката Котлина

Висинската разлика на Велешката Котлина се движи од 175 m покрај реката Вардар до 2.540 m на планинскиот масив Јакупица. Температурниот режим, според тоа, на различни височини

има посебни вредности. Средната годишна температура долж долината на реката Вардар изнесува 13,4°C. Со зголемување на надморската височина средногодишната температура се намалува и на Солунска Глава (2.540 m) достигнува до -0,6°C. Во најниските делови на котлината најстуден е јануари (1,8°C), додека средната зимска температура овде изнесува 3,2°C. Апсолутно минималната температура е забележана на 13 јануари 1988 година (-22,5°C). Вредностите кои се пониски од -10°C се јавуваат речиси секоја година. Најтопол месец во Велешката Котлина е јули, со просечна месечна температура од 24,9°C. Силно загреаните почви во летните месеци условуваат високи температури на воздухот. Максималната температура изнесува 43,5°C, забележана на 22 август 1952 година. Бројот на просечните летни денови е 129, додека тропски се 68 дена.

Просечните годишни количества на врнежи во Велешката Котлина изнесуваат 469 mm. Тие се главно од дожд, кој во вкупното годишно количество учествува со 92 %. Во текот на годината доста нерамномерно се распоредени, со главен максимум во ноември и мај (средно 55 mm) и главен минимум во август (средно 25 mm). Најврнежливи се пролетта (130 mm) и есента (126 mm). Како сушни месеци се сметаат: јануари, февруари, април, јуни, јули, август и септември. Најсушен е август, а најврнежлив ноември.

Во Велешката Котлина снегот се јавува од ноември до март, а во поедини години нешто порано или подоцна. На годишно ниво има средно 12 дена со снежна покривка (максимум во јануари). Најдолгото непрекинато траење на снежната покривка е забележана помеѓу 14 јануари и 7 февруари (25 дена) во 1963 година. Сушните пе-



сл. 179, Демир Капија, важна климатска бариера помеѓу континенталните и медитерански климатски влијанија

риоди се јавуваат во сите месеци од годината, со максимум во август и септември, а со минимум во јануари. Екстремно долготрајниот сушен период од 88 дена е забележан во 1956 година, од 14 јули до 9 октомври. Од аспект на врнежите се манифестира модифициран медитерански pluвиометриски режим. Нарушувањето на ваквото влијание е во смалената разлика помеѓу врнежите во ладниот и топлиот дел од годината. Месецо мај е изразито врнежлив, но и летниот месец јуни е доста врнежлив.

Просечната годишна облачност во Велешката Котлина изнесува 5,3 десетини. Таа постепено се смалува од јануари до август, а потоа се зголемува кон декември. Најоблачен е декември, со средна месечна облачност од 6,9 десетини. Со најмала месечна облачност е август, средно 3,3 десетини. Годишното траење на осончувањето во Велешката Котлина изнесува 2.148 часа, или средно 5,9 часа дневно. Максимумот е во јули (292 часа), со средна вредност од 9,4 часа дневно, а минимумот во декември (86 часа) со вредност од 2,8 часови дневно.

Во Велешката Котлина преовладуваат ветровите од северен и северозападен правец. Се јавуваат и од други правци, но со помала зачестеност. Северниот ветер (Вардарец) е најчест, со средна годишна брзина од 2,7 m/s. Се јавува во сите месеци во текот на годината но со најголема зачестеност е во јануари и февруари. Јужниот ветер, кој е трет по зачестеност, најчесто се јавува во април.

Од аспект на температурниот режим на воздухот, во Велешката Котлина медитеранското климатско влијание е послабо изразено отколку во подрачјата на Јужното Повардарие, особено во зимските месеци. Отвореноста кон север и честите продори на студените континентални воздушни маси во овој дел на годината условуваат појава на ниски температури на воздухот. Од друга страна, во топлиот дел на годината, топлиот воздух што овде доаѓа, уште повеќе се загрева поради честите антициклонски временски ситуации. Поради тоа средногодишното и апсолутно годишното температурно колебање е со зголемени вредности (обележје на континентално климатско влијание).

Велешката Котлина, особено по течението на реката Вардар и долните делови на неговите притоки Брегалница и Бабуна, претставува продолжение на зоната што се протега од Овче Поле до Градско на југ, каде средната годишна сума на врнежи изнесува помалку од 500 mm (зона со најмали годишни врнежи во Република Македонија).

Климатски карактеристики во Скопската Котлина

Метеоролошките мерења во Скопската Котлина се вршени на два локалитети, и тоа: по завршување на II Светска војна до 1966 година на локалитетот Стар аеродром (денес населба Аеродром), а од 1967 година на локалитетот „аеродром“ Петровец. Средната годишна температура на првиот локалитет, за период 1951 - 1968 година (16 години) изнесува 12,4°C, додека во вториот, за период од 1968 до 1980 година (14 години) е 12,0°C. Осреднета за двата локалитети, за целиот период, од 1951 до 1980 година, средната годишна температура е 12,2°C. Средната годишна сума на врнежи за првиот локалитет е 519 mm, додека во вториот е 509 mm, или средно за периодот 1951 - 1980 година изнесува 515 mm.

Скопската Котлина е крајниот „залив“ до каде се чувствуваат топлиите воздушни струења по долината на Вардар од Егејското Море. Таа претставува посебен термички режим каде се манифестира изразито котлински карактер врз температурниот режим. Просечната годишна температура е за 1,2°C пониска отколку во Велешката Котлина, а за 2,0°C од истата во Долно Повардарие. Средната месечна температура во трите зимски месеци е над нулата. Од нив најстуден е јануари, со средна вредност од 0,4°C. Значително потопол од него е декември, со вредност од 2,0°C, додека уште потопол е февруари, со средна вредност од 3°C. Меѓутоа, овде јануари е за 1,4°C постуден отколку во Велешката Котлина, а за 3,0°C постуден од Долно Повардарие. Средната зимска температура во Скопската Котлина е за 1,4°C пониска од Велешката Котлина и за 3,1°C од Долно Повардарие. Есента е потопла од пролетта и во Скопската Котлина, но таа е постудена за 1,5°C од истата сезона во Велешката Котлина и за 2,2°C во Гевгелиската Котлина. Температурните разлики на Скопската Котлина и наведените подрачја се јавуваат поради оддалеченоста од топлотното влијание на Егејското Море и разликите во надморската височина. Скопската Котлина е на надморска височина од 264 m (Ѓорче Петров) до 240 m (населба Аеродром), додека Велешката е на 175 m, а Гевгелиската на 45,7 m надморска височина.

Скопската Котлина е затворена со високи планини. Тие од југ го спречуваат посиленото влијание на медитеранската клима. Од север и северозапад, преку Качаничката Клисура и Кумановско-прешевската зарамнина речиси непречено навлегуваат континенталните воздушни маси, кои во ладниот дел на годината усло-

вуваат ниски температури на воздухот. Котлинската морфопластика врши уште посилено оладување на овие воздушни маси, така што, во поедини години овде се јавуваат мошне ниски температури на воздухот. Во топлиот дел на годината, особено во летните месеци, кога ова подрачје е подолготрајно под влијание на високиот воздушен притисок, условено од гребенот на Азорскиот антициклон, се јавуваат високи летни температури на воздухот. Поради тоа Скопската Котлина се одликува со големо годишно колебање на апсолутните екстремни температури и со зголемено годишно колебање на средните месечни температури. Така, апсолутното температурно колебање изнесува $67,1^{\circ}\text{C}$, а средното годишно температурно колебање е $22,8^{\circ}\text{C}$.

Од температурен аспект за Скопската Котлина може да се каже дека е под незначително медитеранско влијание од една и под модифицирано континентално климатско влијание од друга страна. Всушност, овде се манифестира посебна, месна клима, како резултат на ваквите влијанија, строго условено од котлинските карактеристики на просторот. Летата се топли, дури и многу топли и суви а зимите се умерено студени. Есента е потопла од пролетта. Вегетациониот период, со средна дневна температура од 5°C трае од 5 март до 27 ноември, а од 10°C трае од 3 април до 29 октомври. Загреаноста на почвата во летните месеци условува високи летни температури на воздухот во Скопската Котлина. Максимално забележаните температури изнесуваат $41,5^{\circ}\text{C}$ (јули



сл. 180, Пролетен и зимски амбиент во Скопската Котлина

1987 година), потоа $40,6^{\circ}\text{C}$ (21 август 1952 година) итн. Во јули 1988 година е забележана температура од $42,4^{\circ}\text{C}$, додека највисока за целиот период на мерења (43°C) е регистрирана на 24 јули 2007 година. Средногодишно овде има 117 летни и 53 тропски денови. Летните денов се јавуваат од март до октомври, со максимум во јули и август, а тропските од мај заклучно со октомври. Инверзиите на температурата на воздухот во Скопската Котлина се јавуваат во сите месеци, но сепак нивната појава со сите свои манифестации е изразена во зимските месеци, најчесто при антициклонски временски ситуации. Во деновите со температурни инверзии најстудено е во ниските делови на котлината додека кон повисоките реони (Водно и Скопска Црна Гора) температурата со височината се зголемува. Разликата во температурата при инверзни ситуации меѓу најниските подрачја на котлината и околните повисоки подрачја во зимските месеци може да биде и поголема од 10°C .

Во Скопската Котлина просечно годишно паѓаат 515 mm врнежи. Поради тоа оваа котлина спаѓа меѓу посушните подрачја во Република Македонија, веднаш по Овче Поле и Тиквеш, во кои просечното годишно количество на врнежи е под 500 mm. Годишното количество на врнежи во поедини години отстапуваат од просечното и тоа во широки граници, од 300 mm во 1977 година, до 714 mm во 1976 година. Во текот на годината врнежите се доста нерамномерно распределени по месеци и по годишни сезони. Најврнежлив е мај, со просечна сума од 61 mm, или 12 % од просечната годишна количина. Со најмалку врнежи се август (30 mm) и јули (33 mm), или 6 % од просечната годишна количина. По сезони најврнежлива е есента, со просечна сезонска сума од 143 mm, а со најмалку врнежи е летото, просечно 108 mm. Пролетта е поврнежлива од зимата, а само за 4 mm е со помалку врнежи од есента. Просечните пролетни количини на врнежите изнесуваат 139 mm, додека зимските се 125 mm. Врнежите во Скопската Котлина се главно од дожд. Во зимските месеци се јавуваат редовно и од снег. Тие се главно ограничени на трите зимски месеци, а се јавуваат од ноември до март.

Скопската Котлина се одликува со зголемена зачестеност на сушни периоди. Како најчести се сушните периоди со траење од 10 до 15 дена, односно од вкупниот број сушни периоди 64 % се со траење од 10 до 15 дена, а само 9 % отпаѓаат на сушни периоди со траење од над 30 дена. Од аспект на врнежите во Скопската Котлина се манифестира нарушен медитерански климатски режим условен од специфичностите на котлинскиот простор. Така, на пример, поголемиот дел од

врнежите паѓаат во ладниот дел на годината, но разликите во количините помеѓу топлиот и ладниот дел не се големи. Главниот максимум е во мај а секундарниот во ноември. Главниот минимум е во јули. Јуни е поврнежлив од септември. Просечното траење на сончевото зрачење во текот на годината во Скопската Котлина изнесува 2102 часа, или средно 6 часа дневно, Максимумот е во јули, со просечно 308 часа, или средно 10 часа дневно и минимално во декември (просечно 59 часа - средно 2 часа дневно). Релативната влажност на воздухот има правилно изразен годишен од Скопската Котлина. Од јануари кон август се намалува, а од овој месец кон декември се зголемува. Исклучок е месецот мај во кој релативната влажност е поголема отколку во април. Тоа е поради мајскиот максимум на врнежи. Со најголема месечна вредност на релативна влажност се месеците ноември, декември и јануари, од 82 до 84 %, а со најмала вредност на релативна влажност се јули и август, со 57 % односно 56 %.

Во Скопската Котлина како и во останатите котлински подрачја во Република Македонија, во просечното повеќегодишно струење на воздухот најзачестени се насоките на ветровите од север и југ. Меѓутоа и овде орографските услови имаат големо влијание на правците на ветровите. По долината на реката Вардар и по целата котлина преовладуваат ветровите Вардарец од северозападниот и Југото од југоисточен правец. Вардарецот е краткотраен ветер со просечно траење од 1 до 2 дена. Дува преку целата година, но најчесто во зимските и раните пролетни месеци. Има умерена средна брзина од 2,1 m/s до 3,4 m/s. Максималната му изнесува од 19,9 m/s до 22,7 m/s. Во градскиот дел на котлината со најголема зачестеност е западниот ветер, со средна годишна брзина од 2,5 m/s. Потоа доаѓа северозападниот ветер со средна годишна брзина од 2,4 m/s. Западниот ветер најчесто дува во март а северозападниот во јули. После западниот и северозападниот, со најголема честина е југоисточниот и источниот ветер. Југоисточниот најчесто дува во мај, со средна месечна брзина од 2,2 m/s. Со најмала зачестеност е во декември и јануари. Источниот ветер најчесто дува во април и мај а со голема зачестеност се јавува и во март, јули, август и септември. Во отворениот, источен дел на Скопската Котлина, режимот на ветровите доста се разликува од градскиот дел. Овде со најголема зачестеност е северниот ветер, кој има средна годишна брзина од 3,9 m/s. Тој се јавува со зголемена зачестеност преку целата година, но сепак, најголема зачестеност има во јули. Градскиот дел на Скопската Котлина е со многу поголема зачестеност на тишини, односно на состојби без ветер,

отколку источниот дел на котлината. Просечната годишна зачестеност на тишини изнесува 438 %, т.е. од 1000 случаи на мерења во 438 случаи било тивко, без ветер. Ветровите во Скопската Котлина имаат и свој изразен дневен тек од поедини правци. Во утринските часов преовладуваат западните и северозападните ветрови, а сосема се ретки југоисточните. Во пладневните часови преовладуваат југоисточните и источните ветрови додека западните и северозападните се поретки. Во вечерните часови преовладуваат западните и северозападните, како и јужните ветрови.

Климатски карактеристики во Полошката Котлина

Полошката Котлина е на поголема надморска височина од котлините по течението на реката Вардар. Од Јадранското Море (воздушна линија) е оддалечена околу 130 km, но поради високите планински масиви на запад и северозапад, морското климатско влијание на термичкиот режим во котлината не се манифестира. Од друга страна, котлинскиот карактер (котлинската морфопластика) условува појава на ниски температури во зимските месеци.

Просечната годишна температура во Полошката Котлина изнесува 11,0°C (Тетово), односно 10,4°C (Гостивар) и е за 1,2°C до 1,8°C пониска од истата во Скопската Котлина, а за 3,2°C (3,8°C) пониска од просечната годишна температура во Гевгелиската Котлина. Во поедини години средногодишната температура отстапува од просечната во широки граници. Долж целата должина на реката Вардар просечната јануарска температура е доста над нулата (Гевгелија 3,4°C, Демир Капија 2,1°C, Велес 1,8°C, Скопје 0,4°C), додека во Полошката Котлина има негативни вредности. Во подрачјето на Тетово е -0,7°C а во подрачјето на Гостивар -1,3°C. Просечната зимска температура во подрачјето на Тетово изнесува 0,9°C, во подрачјето на Гостивар 0,5°C, додека истата во подрачјето на Скопската Котлина изнесува 1,8°C (Гевгелија 4,7°C).

Полошката Котлина се одликува со доста ниски екстремни температури на воздухот. Апсолутната минимална температура во подрачјето на Тетово изнесува -30,0°C (забележана пред II Светска војна) и -28,6°C, забележана на 25 јануари 1963 година. Во подрачјето на Гостивар во овој период е забележана екстремна минимална температура од -30,5°C. Вредностите пониски од -25°C може да се очекуваат на секои 5 години, додека оние од -15°C речиси секоја година.

Во зимските месеци Полошката Котлина се одликува со често таложење на студен воздух и појава на температурни инверзии чија височина може да достигне и до 1.000 m. Во котлината, значи, се јавуваат многу ниски температури, често проследени со магла, а над овој слој, на околните планински простори времето е ведро, сончево и релативно топло. Разликите во температурата на воздухот помеѓу котлината и Попова Шапка може да достигне и до 10°C. Полошката Котлина иако лежи на поголема надморска височина, се одликува со доста високи максимални температури, особено во летните месеци. Апсолутната максимална температура во подрачјето на Тетово изнесува 40,0°C, забележана на 21 јули 1987 година и 37,0°C, забележана во подрачјето на Гостивар. Со вредности повисоки од 35°C се јавуваат речиси секоја година. Високите вредности на апсолутно максималната температура и ниските вредности на апсолутно минималната температура условуваат големо апсолутно температурно колебање, со вредности од околу 69°C, што е обележје на подрачје под доста изразено континентално климатско влијание.

Полошката Котлина е една од најврнежливите во Македонија. Просечно годишно во оваа котлина паѓаат 784 mm врнежи, а во подрачјето на Гостивар 893 mm. За спордба, просечните годишни суми на врнежи во Скопската Котлина изнесуваат 515 mm, во Пелагонија од 576 mm до 598 mm, во Овче Поле од 472 mm до 496 mm, Струмичката Котлина има 603 mm, Охридската 708 mm, Беровската 647 mm итн. Во поедини години сумите на врнежи се менуваат и отстапуваат од просечната годишна сума, и тоа во широки граници, од 484 mm во 1963 година до 1045 mm во следната 1964 година. Врнежите во Полошката Котлина се доста нерамномерно распределени во текот на годината. Најврнежлив е ноември, со просечна месечна сума од 103 mm (Гостивар 114 mm), или 13 % од годишната сума. По годишни сезони во Полошката Котлина распоредот на врнежите е сосема поинаков отколку во Скопската Котлина. Овде најврнежлива е зимата, со просечно 248 mm, а потоа, поради најврнежливиот ноември доаѓа есента со 219 mm. Пролета е со 199 mm, додека со најмалку врнежи е летото, со просечно 117 mm. Врнежите од снег се главно ограничени на трите зимски месеци, но се јавуваат од октомври до април. Просечно годишно во Полошката Котлина се јавуваат 43 дена со снежна покривка. Во поедини години бројот на деновите со снежна покривка отстапува од просекот. Така, на пример, во 1954 година се забележани 106, а во 1984 само 12 дена со снежна покривка. Максималната височина на снежната покривка изнесува 117 cm, забележано на 9 февруари 1956 година. Најголемо непрекинато траење на снежната по-

кривка изнесува 94 дена, од 21 декември 1953 година до 24 март 1954 година. И покрај релативно високите годишни количества на врнежи, во оваа котлина се јавуваат и сушни периоди. Најчести се сушните периоди со траење од 10 до 15 дена. Во Полошката Котлина најдолготрајниот сушен период траел 76 дена, почнувајќи од 14 јули и завршувајќи на 27 септември 1956 година.

Орографијата на Полошката Котлина овозможува услови за појава на магла. Таа се јавува речиси во сите месеци во текот на годината, но со најголема зачестеност е во зимските месеци и во доцните есенски и раните пролетни месеци. Во Полошката Котлина преовладуваат ветровите од северен правец, потоа од североисточен и северозападен правец. Северниот ветар со голема зачестеност се јавува во сите месеци но со максимум е во април. Неговата просечна годишна брзина изнесува 1,5 m/s, додека максималната му достигнува до 27 m/s.

Климатски карактеристики во Беровската Котлина

Берово е со значително пониска средногодишна температура на воздухот од просторите на иста надморска височина во поширокиот дел на котлината. Така, на пример, на просторите со 800 m надморска височина средната годишна температура изнесува 11,1°C, додека во Берово на истата височина е со вредност од 8,7°C. Ваквата состојба се должи на специфичностите на оваа висока котлина, во која често се јавуваат таканаречените „езера“ на ладен воздух и чести температурни инверзии. Ваквото нешто се потврдува со податоците од мерните пунктови Берово (824 m) и Негрево (1.192 m).

Најстуден месец во оваа котлина е јануари, со просечна вредност од -1,2°C, која во поедини години варира од -4,9°C до 2,8°C. Најтопол е месецот јули, со просечна вредност од 18,2°C. Во одделни години варира од 16,6°C до 19,8°C. Апсолутно минималната температура за триесетгодишниот период (1951 - 1980 година) е -31,5°C, забележано на 27 јануари 1954 година. Вредностите пониски од -25°C може да се очекуваат на 10 години еднаш. Апсолутно минималната температура е под нула од септември, заклучно со мај, а една година е забележана и во јуни. Апсолутно максималната температура е со вредност од 36,2°C, забележана на 6 јули 1988 година. Високи температури (35,8°C), се забележана на 23 август 1958 година и 21 јули 1987 година.

Поголемиот дел од врнежите во Беровската Котлина се во топлиот дел, но значителни се и во ладниот дел на годината. Разликата е само 22 mm. Во вегетацискиот период изнесуваат 60 % од годишното количина врнежи, а само во пролетните месеци се 28 %. Просечната годишна сума на врнежи изнесува 672,2 mm, но во поедини години таа се менува во широки граници, од 815 mm во 1951 година до 446,5 mm во 1977 година. Главниот максимум паѓа во мај, просечно 76,8 mm, а секундарниот е во ноември, со просечно количество за овој месец од 64,3 mm. Главниот минимум е во август, со просечно количество од 37,6 mm, а секундарниот во февруари (44,1 mm). Во просечната сума на врнежи снегот учествува со 15 %, а се јавува од октомври до мај. Просечно годишно има 42,2 дена со снежна покривка, со максимум во јануари со 13,3 дена. Најдолг непрекинат период со траење на снежна покривка изнесува 70 дена, од 21 декември 1953 година до 28 февруари 1954 година. Екстремно долг летно-есенски сушен период од 87 дена е забележан од 14 јули до 8 октомври 1961 година. Ваквото нешто за наведениот период е всушност карактеристично речиси за целиот простор во источните делови на Република Македонија. Режимот на врнежи во Беровската Котлина е под изменето континентално влијание, условено со географската специфичност на оваа котлина. Максималните врнежи се јавуваат во мај и јуни а минималните во август и септември. Поголемиот дел од годишните врнежи паѓаат во топлиот дел на годината.

Беровската Котлина спаѓа во подрачја со зголемена облачност. Просечната годишна облачност изнесува 5,3 десетини, со максимум во јануари (просечно 6,5 десетини) и во февруари (6,4 десетини). Минимумот е во декември, со просечно 3,1 десетини. Од вкупниот број денови во годината 21 % се ведри (75 дена), 26 % се тмурни (95 дена) а 53 % се облачни. Просечната годишна сума на траење на сончевото зрачење изнесува 2347 часа, или 6,4 часа дневно. Минимумот е во декември, со просечно 93 часа (3,0 часа дневно).

Во Беровската Котлина е ретка појавата на магла. За разлика од Полошката, Скопската или Пелагониската Котлина, каде оваа појава е со голема зачестеност, во Беровската Котлина просечно годишно се јавуваат само 8,4 дена со магла, со максимум во декември. Во Беровската Котлина се јавуваат ветрови од сите 8 правци, но преовладуваат северниот и северозападниот ветер. Северниот е со просечна годишна брзина од 2,4 m/s и максимална од 19,0 m/s. Северниот ветер се јавува преку целата година, но со најголема зачестеност е во јануари, февруари и март.

ПАЛЕОКЛИМАТСКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА ТЕРИТОРИЈАТА НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Климата е една од најзначајните макрокомпоненти на географската средина. Било какви промени на климата неминовно повлекуваат поголеми или помали промени и на останатите компоненти на географскиот пејзаж. Под **промена на климата** се подразбира прогресивното подобрување или влошување на поднебјето во текот на кое се случуваат измени на метеоролошкиот режим. Со долготрајни покачувања или снижување на температурата на воздухот доаѓа до соодветни законити промени и на останатите метеоролошки елементи. Ваквите промени се можни само со промена на факторите кои влијаат врз оформувањето на одредена клима. Таква е промената во количеството на топлината што површината на Земјата ја прима од Сонцето, промените на макрорелјефот (прераспределба на копнените и морски делови), измени во составот на Земјината атмосфера итн. Сето тоа може да го промени топлотниот и водниот биланс на Земјата, а со тоа да се оформи подруга од претходната клима. Ваквото нешто може да се манифестира во одделни области или на целата Земја. Промените на климата се одвиваат долговременно, приближно колку и траењето на геолошките периоди.

Палеоклиматологијата ги проучува промените и колебањата на климата низ геолошкото и историското минато. Нејзините методи се сведуваат на три групи користени податоци. Првите ги сочинуваат резултатите од инструменталните набљудувања на метеоролошките станици. На некои места набљудувањата се изведуваат повеќе од 150, односно 200 години. Вторите ги сочинуваат податоците за времето и климата сочувани во стари белешки, летописи и други историски извори. Третите претставуваат посредни индикатори за промените на климата низ геолошкото минато. Тие се главно зачувани во карпите на Земјината кора. Голем исчекор во развојот на палеоклиматологијата е остварен со користење на одредени изотопи за утврдување на палеотемпературните прилики. Методата се базира на изотопите на кислород O^{18} и O^{16} , кои ги содржат морските седиментни карпи. Односот помеѓу изотопите зависи од температурата на водата во која се создаваат седиментите. Ако температурата на водата била ниска, значително повеќе е застапен изотопот O^{18} . На овој начин, со утврдување на меѓуодносот на овие изотопи во морските седименти, како и преку фосилите, може да се утврди температурата на водата во исчезнатите мориња.

Палеоклиматски индикатори

Постојат многубројни индикатори за утврдување на палеоклимата на Земјата. Некои од нив ги даваат општите карактеристики на палеоклимата. Најзначаен и најверодостоен индикатор за сува клима се наслагите на сол. Тие обично се создаваат во плитки лагуни со интензивно испарување на морската вода. За ваквиот процес се неопходни високи температури на воздухот и секако негова мала влажност. Во далечното геолошко минато најсолените делови на Светското Море биле на повисоките географски широчини, во перм на средните географски широчини, а од крајот на јура се приближуваат кон широчините каде и денес се наоѓаат. Тоа се аридни области, а такви биле и приликите во геолошкото минато каде се формирале наслагите на сол.

Наслагите на каолин и боксит се индикатори не само на топла, туку и на влажна клима на просторот во времето на нивното создавање. Индикатори на топла и влажна клима се и карактеристичните фосили на некогашната флора - циноски дрвја со огромни листови, недостаток на годови кај фосилизираните стебла итн. Покрај спомнатите, индикатори на топла палеоклима се и бројни други. Минералите на железните оксиди (Fe_2O_3), кои на седиментните карпи им даваат црвена боја и сега се создаваат во топлиите предели, од субтропските до тропските савани. Во влажните области особено е интензивна хемиската ерозија. На ваквите простори се сретнуваат наслаги на каолин, железни, манганови и бокситни руди. Нивното создавање е интензивно не само во влажните туку и во доволно топли поднебја. Мокните седименти на варовници и доломити можеле да настанат само во топли мориња, чии води содржеле помалку јаглендво-

оксид. Таквото нешто ја забрзува заситеноста на водата со CaCO_3 , со што доаѓа до негово таложење на дното на морето. Коралните гребени може да се создадат само во топли мориња. Коралите и денес живеат во води чија температура е околу $21-22^\circ\text{C}$. Наслагите на камен јаглен се создале во области не само со големи количества на врнежи туку и со високи температури. Тоа значи дека во областите каде денес има камен јаглен, во времето на неговото создавање владеела влажна клима. Значаен индикатор на топла палеоклима е и богатството на фосилни видови (флора и фауна).

Во ладните предели преовладувачко значење во раздробувањето на карпите имаат физичките процеси - главно големите температурни колебања со појава на замрзнување на водата во пукнатините на карпите. Раздробените карпи на големи простори укажуваат на ладна клима. Најдобри докази за ладна палеоклима се моренските наслаги, карактеристични за некогашните лацијации. Во текот на лацијалните периоди поради „преместување“ на еден дел на водата на копното нивото на Светското Море било пониско. Оттаму, постоењето на субмарински абразивни релјефни форми (тераси, клифови), сведочи за климата во времето кога настанале. На ваква клима укажува и промената на височината на снежната граница како и фосилизираните циркови на високите планини. Значајни индикатор на влажна и ладна клима се и наслагите на тресет. Тресетот денес се создава северно од 40° гш, т.е. во доста ладни, рамничарски области, со обемни врнежи, или пак, таму каде врнежите се поголеми од испарувањето.

Кратки особености на климата низ геолошките периоди со можен осврт на одделни показатели за територијата на Република С. Македонија

Климатските прилики во текот на **палеозоик** првично биле топли и влажни, а подоцна се менуваат, за на крајот да бидат мошне суви. Во текот на камбриум на широки простори се создадени наслаги на варовници, доломити, првени песочници, сол и гипс. Според тоа, пред 520 до пред 440 милиони години владеела топла и влажна клима, а во некои области топла и сува. Во текот на ордовициум климата и натаму била топла, со помали термички разлики но поголе-

ми контрасти на влажност. Во текот на силур се формирале огромни наслаги на органогени и хемогени варовници и доломити, но и моќни наслаги на сол и гипс. Значително се распространети и коралните колонии. Седиментите во девон се претставени со моќни наслаги на црвени песочници, гипс, сол, варовници и доломити. Во првата половина на девонскиот период се зголемува континенталноста на климата, при што, аридноста претставувала речиси потполна одлика на копното. Во карбон се формираат моќни наслаги на камен јаглен. Самиот период се одликува со помали термички контрасти. Влажните и топли области опфаќале големи пространства на Земјата, помеѓу кои имало и потесни (помали) аридни области. Кон крајот на периодот големи делови на копното биле зафатени со лацијации. Во текот на перм, со херцинската орогенеза се создадени големи планински системи, т.е. значително е зголемена површината на копното. Климата во овој период се одликувала со голема аридност.

На територијата на Македонија долниот дел на метаморфниот комплекс (гнајсеви и микашисти) укажува дека во поголемиот дел на гренвилската етапа постоеле услови за седиментација на песокливо-глиновити наслаги. Тоа е период кога овие делови (сегашниот Пелагон) биле подрачје на тонење и акумулација. Во втората фаза на седиментација на гренвилскиот комплекс, за времс на таложењето на моќните карбонатни формации (калцитски и доломитски мермери), доаѓа до оплитнување на морскиот басен. Во овој период доминираат топли климатски услови што ги условиле таложењата на дадените наслаги. Според положбата на доломитските мермери може да се претпостави дека басенот во втората половина на таложење на карбонатите бил значително поплаток. Ваквото нешто предизвикало интензивен процес на испарување на водата и таложење на магнезитско - карбонатни седименти од кои настанале доломитите.

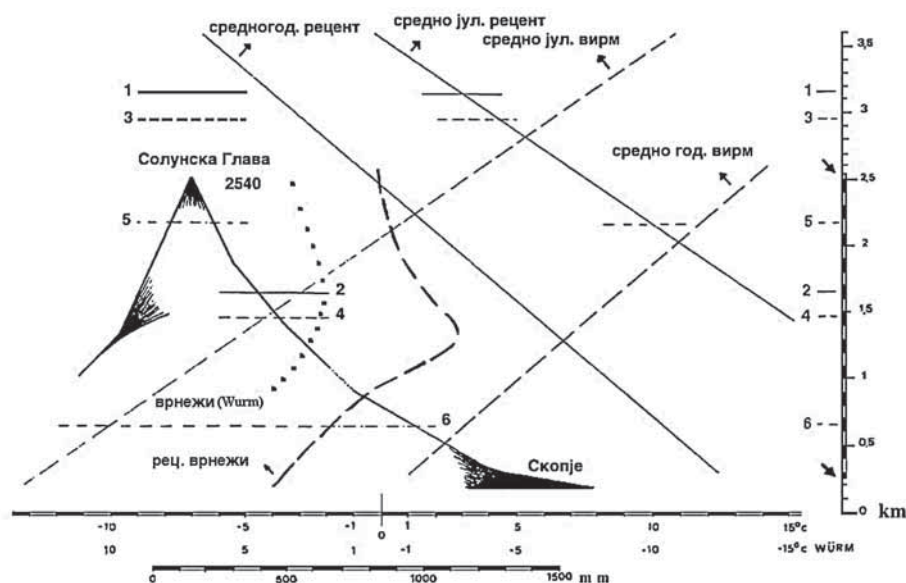
Климатските прилики во **мезозоик** најпрвин биле суви, а подоцна претежно влажни и топли. Во текот на тријас на копното се создадени наслаги на црвени и разнобојни песочници. Се зголемува аридноста и континенталноста на климата, но постојат и влажни области, чии површини сепак се намалуваат, а се проширува зоната на умерена клима. Климата во текот на јура се одликува со зголемување на маритимните влијанија. Преовладува влажна клима со забележителни разлики по географска широчина. Температурните прилики во тропските предели биле блиски на сегашните, но во умере-

ните, а особено во поларните области биле значително повисоки од денес. Тоа овозможувало буен развој на органски свет. Во текот на креда во многу области се оформиле наслаги на камен јаглен. Морските седименти се претставени со карбонатни карпи, што сведочи за топли води на тогашните мориња.

На територијата на Македонија по долг период на тектонски мирувања, со почетокот на мезозојската ера се зародува најмладата, алпска орогенеза. Старокимриската фаза на алпската орогенеза е обележана со тонење на копното и почеток на создавањето на Паратетис (Ласкарев 1928). Неговите заливи длабоко навлегле во копното на западните, средишните и источните делови од денешната територија на Република Македонија. Помеѓу нив останале копната на Пелагонискиот и Српско-македонскиот Масив, кои претежно биле зафатени со издигнување и подложни на интензивна ерозија. Во водните (морски) басени, генерално земено, седиментацијата започнува со долнотријаски базални конгломерати, потоа со песочници и на крајот доаѓа широко развиен карбонатен комплекс. Ваквиот развој трае се до среден тријас, кога отпочнуваат орогени процеси. Морето е во регресија, почнувајќи од горен тријас, преку долна и средна креда се до горна јура, кога е започната нова трансгресија. Заливот на горнојурското море ги

потопува централните делови на Македонија (денешната поширока област на Повардарието), додека вториот залив ги опфаќа крајните западни делови, во пограничниот дел со Албанија. Во овој период геотектонските процеси коинцидирале со магматизам, првенствено габро - дијабазен. Во рамките на Вардарската Зона се одиграле најголемите пробиви. Такви се помеѓу Демир Капија и Гевгелија, потоа во околината на Штип, Градешка Планина и на други места. Апсолутната старост на гранитите е утврдена на 150 до 140 милиони години, што одговара на горна јура.

Климатските прилики во текот на **кенозоик** се одликуваат со големи колебања на огромни простори, од топла и влажна до сува и ладна клима. Во неоген (втората половина на терциер) се создаваат младите планински системи, а се забележува и голема регресија на морето. Климата во неоген се одликува со прогресивно заладување и со значително зголемување на континенталното поднебје. Воедно, просторно и меѓусезонски се зголемуваат климатските контрасти, а се јавуваат и области со аридна клима. Во текот на терциер, поблиску кон современата епоха, климата станувала се поладна. Палмата, инаку карактеристично растение за топлата клима, кон крајот на креда растела на Грендланд, во олигоцен во Англија, а во плио-



1. Рецентна граница на глацијалот, 2. Пленстоцена (вирмска / 19.000 BP) граница на глацијалот, 3. Рецентна снежна граница, 4. Вирмска снежна граница во текот на неговата максимална фаза, 5. Рецентна (климатска) горна граница на шумите, 6. Вирмска горна граница на шумите за време на неговата максимална фаза.

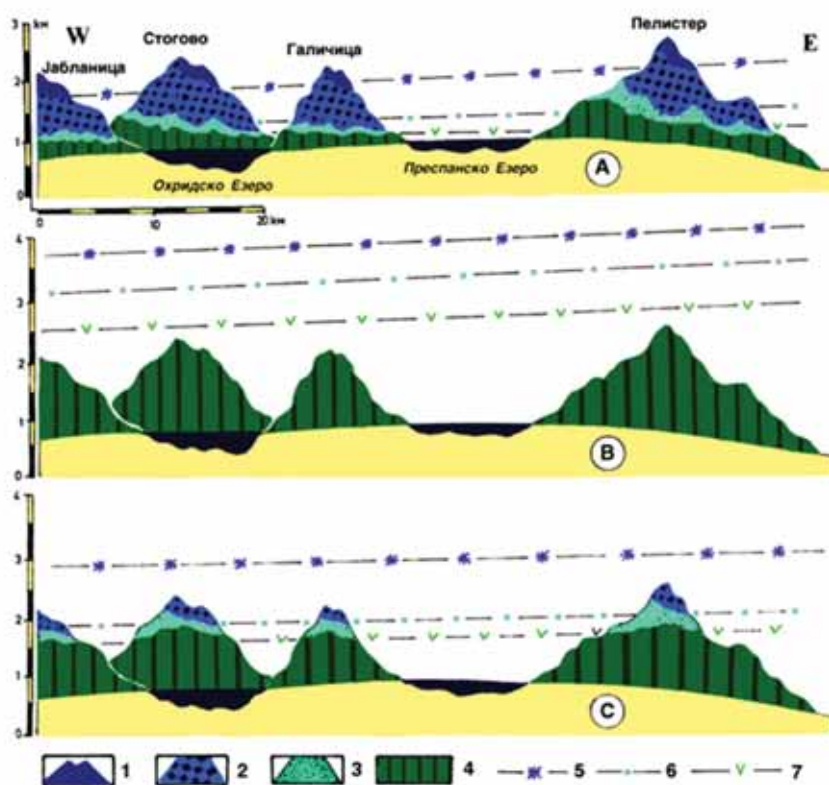
сл. 181, Графички приказ на рецентните и плеистоцени (Würm / 19.000 BP) температурни прилики и количества на врнежи во Скопската Котлина, според Колчаковски (1993)

цен само во Јужна Европа, каде и сега има некои нејзини видови. Влијанието на Голфската Струја врз климата на Европа е послабо изразено од денес бидејќи во тоа време двете Америки биле одвоени, поради што најголемиот дел на топлите води оттекувале во Тихиот Океан.

Во текот на еоцен на територијата на Македонија (нејзините централни делови) поради ритмичкото осцилирање на морското дно со наизменичен распоред се таложат глиновити, лапоровити и песокливи седименти. Овој комплекс, познат како „еоценски флиш“, достигнува моќност од преку 3.000 m. Присуството на одделни слоеви на варовници богати со фауна укажува дека повремено постоеле услови за таложeње на карбонатни наслаги, т.е. постоеле плиткоморски услови со изразито топла клима. Ваквите услови особено доминирале кон крајот на еоцен, кога трансгресијата достигнала максимални размери. При крајот на еоцен и во текот на олигоцен пиринејската орогена фаза предизвикала голема регресија на Паратетис, по што на

овие простори завладеал континентален режим што трае до денес. За време на палеоген, особено во олигоцен (од пред 40 до пред 25 милиони години), според анализата на копнената вегетација (фосилна флора) на овие простори владееле климатски услови слични на денешните прилики застапени во регионот на Малајскиот Архипелаг (Панџић 1987).

Во најновиот период на Земјината историја - **квартер**, исто така, се присутни значителни климатски промени. Ваквото нешто најчесто се искажува со појавата на глацијални фази во текот на плеистоцен (pleistos - најголем, во смисла на најголемо количество нови форми на живот). За климатските прилики (температури на воздухот и количества на врнежи) во текот на максималната фаза на последниот, според многумина и најмоќен глацијал - Würm, извршена е соодветна анализа за просторот на Скопската Котлина (сл. 158), но и за други високи планини во Република Македонија (Колчаковски 1996, 1999).



1. Нивално-глацијален геокомплекс, 2. Периглацијален геокомплекс, 3. Преоден тревно-периглацијален и флувијален геокомплекс, 4. Шумско-флувијален геокомплекс, 5. Снежна граница, 6. Солифлукциона граница, 7. Горна шумска граница.

сл. 182, Вертикално зонирање на природните геокомплекси на планините во југозападниот дел на Република Македонија: А. За време на вирмскиот климатски минимум (19.000 BP), В. Холоцениот климатски оптимум (6.500 год пне) и С. Рецентна состојба, според Колчаковски (2001)

ЛИТЕРАТУРА

- Василески Д.** (1987): Климатски карактеристики на Полошка Котлина. Геог. раз., Кн. 25, стр. 201-226, Скопје.
- Вујевић П.** (1929): О трајању сунчева сјаја у јужној Србији. Глас. СНД, Књ. VI, Бр. 2, стр. 1-22 Скопје.
- Вујевић П.** (1931): О поднебљу Скопске котлине. Глас. СНД, Књ. X, Бр. 4, стр. 123-213, Скопје.
- Вујевић П.** (1933): Поређење поднебља у охридској и битолско-прилепској котлини. Глас. ГД, Књ. XIX, стр. 1-15, Београд.
- Вујевић П.** (1952): Клима Македоније. II Конг. на географ. од ФНРЈ, стр. 27-40, Скопје.
- Зиков М.** (1995): Клима и климатска регионализација во Република Македонија. Геог. раз., Кн. 30, стр. 13-21, Скопје.
- Зиков М.** (1996): Климатска поделба според специфичностите на годишниот од на температурата на воздухот во Република Македонија. I Конг. на географ. од РМ, стр. 74-85, Скопје.
- Зиков М., Георгиева М., Бакева В.** (1996): Дефинирање на границата на средоземноморското влијание во Република Македонија, со посебен осврт на резултатите добиени со кластер анализа. Геог. раз., Кн. 31, стр. 21-52, Скопје.
- Зиков М. et.al.** (1997): Влијанието на Средоземното Море врз климата на Република Македонија. Макед. риз., стр. 1-219, Куманово.
- Jaranoff D.** (1944): Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozan und des Quartars. Geologische Rundschau, 34, H. 7/8, p.p. 441
- Киров К.Т.** (1935): Северната граница на средоземноморското влијание в Балкански полуостров. ИБГД, Кн. 2, стр. 132-159, Софиа.
- Киров К.Т.** (1942): Климатична скица на Бјеломорска, Тракија и Приморска Македонија. Беломор. прег., Кн. 1, стр. 107-148, Софиа.
- Колчаковски Д.** (1993): Палеотемпературни карактеристики за време на младиот плеестоцен (Würm) во рамките на Скопската Котлина. Год. збор. на ПМФ, Кн. 31-32, стр. 153-159, Скопје.
- Kolcakovski D.** (1994): Climat s characteristics (rains and temperatures) on Solunska Glava (2.540 m) - Republic of Macedonia. Man & Mountain 94, First inter. Symp. on Protec. and Devlop. of Mount. Envirom., Ponte di Legno (BS), Italy.
- Kuhlborn E.** (1920): Climatologie und Meteorologie von Mazedonien. Eine Beit, zur klimakun. der Balkanbin., Arch. derdeutsch. scow., Bd. XXXVII, H. 5, Hamburg.
- Kuhlborn E.** (1921): Climatologie und Meteorologie von Mazedonien. Met. Zeits., Bd. 38, p.p344
- Kuhlborn E.** (1923): Climatologie und Meteorologie von Mazedonien. Met. Zeits., Bd. 40, p.p48
- Лазаревски А.** (1969): Климата на Македонија - температури на воздухот. Геог. раз., Кн. 7, стр. 19-28, Скопје.
- Лазаревски А.** (1971): Климата на Македонија - врнежи во СР Македонија. Геог. раз., Кн. 8-9, стр. 27-35, Скопје.
- Лазаревски А.** (1972): Климата на Македонија - режим на ветрови во СР Македонија. Геог. раз., Кн. 10, стр. 31-46, Скопје.
- Лазаревски А.** (1973): Климата на Македонија - осончување, облачност и појава на град, грмежи и магла во СР Македонија. Геог. раз., Кн. 11, стр. 39-48, Скопје.
- Лазаревски А.** (1993): Климата во Македонија. Култура, стр. 1-253, Скопје.
- Мавродијев Ј.** (1970): Клима и климатско-вегетациските зони во Скопска околија. Год. збор. на ЗШФ, шумарс. Кн. XXIII, стр. 249-262, Скопје.
- Ристевски П.** (1982): Класификација на климата на СР Македонија според Кепен, модифицирана и применета на нашите услови. Хидромет. глас, РХЗ, бр. 4, стр. 21-29, Скопје.
- Ристевски П.** (1983): Развој на истражувањата на времето и климата во СР Македонија. Хидро-мет. глас, РХЗ, бр. 5, стр. 3-24, Скопје.

Панов Н. (1986): Климатски карактеристики на општина Македонски Брод. Геогр. раз., кн. 23-24, стр. 121-129, Скопје.

Станкоски С. (1983): Климата на планината Бистра. Бистра I, МАНУ, стр. Скопје.

Станкоски С. (1984): Клима на Мариово. Мариово - комп. географ. проуч., стр. 83-105, Скопје.

Станкоски С. (1989): Клима. Потенцијални можности за развој на Козјачијата и Сре-

дорек, ПМФ, Инст. за геогр., стр. 31-38, Скопје.

Филнповски Г., Ризовски Р., Ристевски П. (1996): Карактеристики на климатско-вегетациско-почвените зони (региони) во Република Македонија. МАНУ, стр. 1-177, Скопје.

******* (1945): Македонија като природно и стопанско цяло. МНИ., стр. 1-296, София.



сл. 183, Колешински Водопад на планината Беласица



ХИДРОГРАФИЈА

Од природните појави на денешната територија на Република Македонија веројатно најстари пишувани податоци се сретнуваат за езерата. Така, на пример, од античкиот период, поточно во V век пне, карактеристичен е описот на *Херодоџи* за Дојранското Езеро. Многу подоцна фламанецот *Оршелуис* во Антверпен 1570 година печати еден од првите атласи во светот („Theatrum Orbis Terrarum“ - Преглед на светот) во кој се сместени 70 карти. Во една од нив се вртани и западно-македонските езера: Охридско, Преспанско и Костурско, а над Костурското е назначено и Малото Островско Езеро. Главно истите езера ги има и во „Italie Slavonie et Grecia“ (1589 година), односно на картата „Macedonia, Epirus et Achaia“. Вакви карти, во кои се вртани и некои од македонските езера се отпечатени, исто така, во Венеција (1690 година), Амстердам (1733 година) итн. Доста заблуди за бројот и положбата на езерата во западните делови на Македонија исправил *Harm* во „Karte der Fluss-Gebiete des Drin und des Wardar“, отпечатена во Берлин 1867 (сл. 184). На оваа карта за прв пат се забележуваат Малото Преспанско Езеро и Маличкото Езеро во Албанија. Формата на Охридското и Преспанското Езеро се доста неточно прикажани, но се приближуваат на природната. Воедно, на картата се забележува и некогашното Катлановско Езеро во Скопската Котлина.

Ако се изостават одредени патеписни (фрагментарни) описи за некои хидрографски појави, може да се констатира дека во XIX век за одделни хидрогеографски проучувања воопшто неможе да стане збор. На почетокот на XX век во опширната регионално - географска студија „Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије“ (*Цвијић* 1906-1911) се поставени основите на хидрогеографските проучувања, особено за македонските езера. Од хидрогеографски аспект, за овој период вредно е да се спомене и делото на *Пейков* „Ресенско-Преспанската котлина и Преспанското езеро“ (Солуја, 1908). По балканските војни, особено по завршувањето на Првата Светска војна, географските проучувања во Македонија значително се интензивираат. Се објавуваат трудови за одделни хидрографски проблеми, со што и оваа дисциплина на физичката географија станала предмет од географски интерес. Најмногу се проучувани езерата, некои повеќе, а други описно или во комбинација со одликите на населбите покрај брегот. Проучувањата на другите хидрографски појави е речиси незначително, односно сосема е мал бројот на објавените студии за реките, карстните врutoци или минералните води. Некои од студиите во овој период се за температурата на водата во Охридското Езеро (*Јованчић* 1933), за глацијалните езера на Пелистер (*Сџанковић* 1927) за хидрографските особености на Охридското, Преспанското и Скадарското Езеро (*Сџанковић* 1927), како и за Дојран и неговото езеро (*Транчев* 1923). За истото езеро пишува и *Павловић* (1930), додека *Вујић* (1929, 1931) пишува за хемискиот состав на Вардар и за минералните и лековити води во Македонија. *Јовановић* (1925) дава првични сознанија за врutoкот кај селото Рашче итн.

Поинтензивни и во повеќе насоки хидрогеографските проучувања во Македонија започнуваат дури од 1960 година наваму. За разлика од периодот пред Втората Светска војна, кога најмногу било пишувано за езерата, сега ориентацијата на проучувањата е свртена и кон изворите а нешто помалку и за режимот на реките. Еден од првите трудови по Втората Светска војна е за водостојот на Охридското Езеро (*Ракићевић* 1956). Голем придонес во проучувањето на подземните води има *Ѓузелковски* (1997), додека за изворите, посебно за карстните вротоци пишуваат повеќе истражувачи (*Гашевски* 1966, 68, *Манаковиќ* 1962, 69, 84, *Кекиќ* 1969/70, 86, *Василески* 1997 и др). На истражувањето на термалните, термоминералните и минерални извори се посветува *Коџески* (1987), а на реките и речната мрежа значително внимание им посветува *Гишевски* (1978, 79). Вредно е да се споменат и хидролошките студии за сливот на реката Треска (*Сџанкоски* 1966) и Радика (*Василески* 1989). Тектонските езера и во овој период продолжуваат да се истражуваат (*Сџојадиновиќ* 1966, 67, 68), а сериозно внимание се посветува и на глацијалните езера (*Василески* 1989, 95, 96, *Сџојмилов* 1996, 98).



сл. 184, Мапа на Западна Македонија и Северна Албанија (*Horn, Berlin* 1867)

ПОДЗЕМНИ ВОДИ (ИЗДАН) ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Подземните води кои се со важна улога во синцирот на постојаното движење на водата во природата имаат три главни извори на хранење: од атмосферските врнежи, од површинските, главно речни води и од водата што доаѓа од подлабоките хоризонти. На територијата на Република Македонија може да се издвојат повеќе типови на подземни води и реони со различна штедрост, т.е. карпи со различна хидрогеолошка функција.

Според типот на издан и штедроста на територијата на Република Македонија се издвоени: **карсџен, карсџино-пукнатински, пукнатински и збиен** издан (Ѓузелковски 1997), а се јавуваат и безводни терени. Според големината на дотекување, односно оттекување на водата, горните делови на изданот се издигнуваат или спуштаат, т.е. подземните води имаат свој режим. Максималното ниво на подземните води во Република Македонија е во пролетните а минималното во есенските месеци.

Секоја од геотектонските единици во Република Македонија се одликува со свои хидрогеолошки специфичности. Во Западно-македонската Зона карстната издан има значителна распространетост. Во нејзе (ЗМЗ) се акумулирани големи резерви на подземни води од карстен тип. Тие се јавуваат преку карстни извори, како што се: Вруток, Острово (Св. Наум), Студенчица, Вевчанските и др. За разлика од Западно-македонската Зона во Српско-македонскиот Масив се акумулирани многу помалку резерви на подземни води. Овде најголема распространетост има пукнатинскиот тип на издан. Во Вардарската Зона, во алувиумот на реките Вардар, Лепенец, Брегалница и Пчиња се акумулирани големи резерви на збиена издан, а значајна е и карстната издан. Во Пелагонискиот Масив, во неговиот северозападен дел е распространета карстна издан (Јакупица, Даутица, Караџица), која се празни исклучиво преку природни извори. Во останатите делови на Пелагонот доминира пукнатински тип на издан. Во неогените тектонски депресији (во сите геотектонски единици) застапени се артерски басени со ладна (пресна), со кисела и со термална вода, а се јавува и преоден (мешан) тип.

Пукнатински тип на издан

Пукнатинскиот тип на издан е застапен во сите геотектонски единици што се сретнуваат на територијата на Република Македонија. Во Западно - македонската Зона ги зафаќа највисоките планински подрачја на Шара, Бистра, Стого-

во, Кораб итн. Во сите нив може да се издвојат добро водопропустливи и слабо водопропустливи терени. Од карпестите маси се сретнуваат палеозојски кристалести шкрилци со низок кристалитет. Од карпите со повисок кристалитет се застапени: гнајсеви, микашисти и еруптивни. Сите тие се пресечени со раседи и поголеми или помали пукнатини, кои, гледано во целина неможат да акумулираат големи резерви на подземни води. Пукнатините најчесто им се затворени (заполнети со глинен материјал). Пукнатинската издан над локалната ерозивна база главно се храни од врнежи, додека под неа, иако многу помалку, во хранењето учествуваат и површинските води. Пукнатинскиот тип на издан има најголема распространетост во Пелагонискиот Масив каде се јавуваат пукнатински извори со мала штедрост. Овде голема распространетост имаат прекамбриските гнајсеви и микашисти пресечени со многубројни пукнатини. Меѓутоа, пукнатините континуирано не одат до многу голема длабочина. Микропорозноста е застапена во највисоките партии, во површинските зони. Пукнатините се исполнети со распаднат материјал, глина и дробини, со што процентуално инфилтрацијата на врнежите во нив е мала. Поради тоа во нив и неможе да се акумулираат позначајни резерви на подземни води. Пукнатинската издан се храни од врнежите, многу малку од површинските води, а се празни преку природни извори.

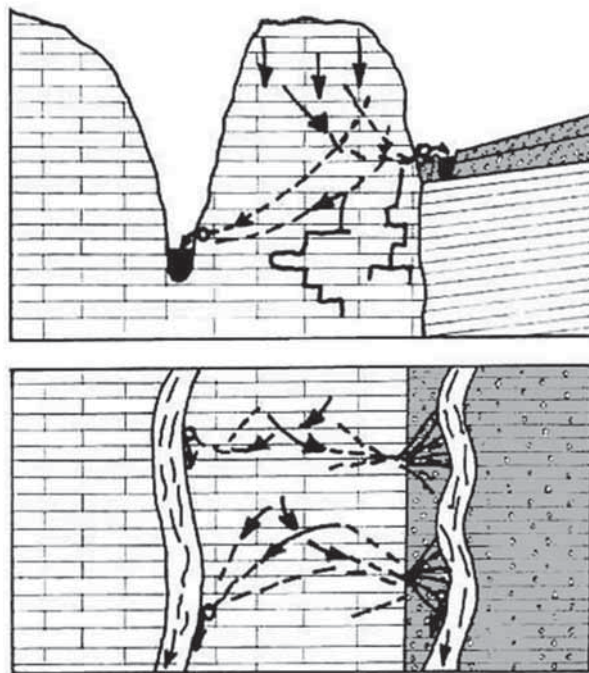
Пукнатинскиот тип во Вардарската Зона најчесто се јавува во кристалести шкрилци со низок кристалитет (филити), како и во прекамбриските гнајсеви, микашисти и кварцити. Се сретнува и во мезозојските еоценски глинци, лапорци, песочници, конгломерати, туфови, како

и во разновременските интрузивни и изливни карпи (габрови, гранити, дијабази, андензити, дацити, базалти и нивните туфови). Хидрогеолошката карактеристика на сите овие карпести маси е малиот коефициент на филтрација, слабо се водопропустливи и во нив неможе да се акумулираат поголеми резерви на подземна вода. Пукнатинскиот тип на издан во кристалестите шкрилци со понизок кристалитет се јавува на повеќе места низ целата Вардарска Зона (од Скопска Црна Гора до Кожуф). Во младите, терциерни гранитоиди условите за инфилтрација на атмосферската вода се поповолни бидејќи кај нив пукнатините се отворени. Генерално земено, филтрациските карактеристики (интензитетот на распуканост, порозноста и водопропустливоста) со длабочина опаѓаат. Најголема распространетост пукнатинскиот тип на издан има во Српско - македонскиот Масив. Се јавува во прекамбриските гнајсеви, палеозојските шкрилци, херцинските гранити и гранодиорити, како и во еоценските песочници, конгломерати и неогените песочничко - конгломератни седименти и лапорци. Од сите нив поголема распространетост имаат гнајсевите и микашистите, пресечени со многубројни пукнатини. Слични хидрогеолошки карактеристики имаат и гранитите.

Карстно-пукнатински тип на издан

Важен елемент за водопропустливоста на карбонатните карпи е нивната тектонска оштетеност (распуканост), интензитетот на карстификацијата (нејзината длабочина), морфологијата на теренот (појавата на загат), како и самото количество на врнежи. Карстно-пукнатинскиот тип на издан не претставува единствена целина, туку се јавува како одделни издани распространети на различни височини и со различна штедрост. Хранењето на овој тип на издан е со врнежи и површински води, додека празнењето е преку извори со независни подземни текови (сл. 185), најчесто како контактни извори.

Во Западно-македонската Зона во овој тип на издан се акумулирани големи резерви на подземни води кои претставуваат одвоени (независни) лежишта. Тоа се отворени и полуотворени хидрогеолошки структури (Галичица, Јабланица, Кораб, Стогово, Бистра, Сува Гора), кои бргу се полнат и празнат. Поради ова карстните врutoци (Вруток, Студенчица, Росоки, Чегране и други) во текот на годината имаат мошне про-



сл. 185, Систем на независни подземни текови во карстот, според Манаковиќ (1984)

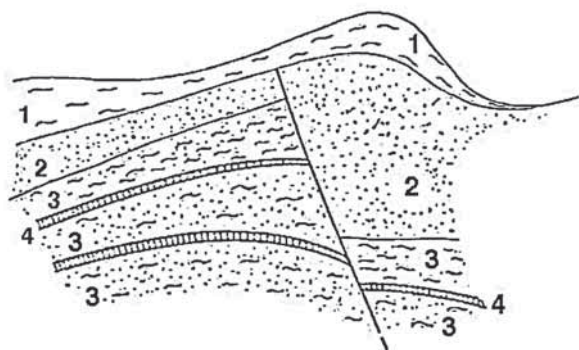
менлива штедрост. Карстно-пукнатинскиот тип во Западно-македонската Зона се јавува во палеозојски и мезозојски карпи (смена на варовници и шкрилци). Често карпите со пукнатинска порозност (шкрилци) се јавуваат во карбонатните карпи, што овозможува еднаков степен на карстификација на целиот комплекс. Ваквата нерамномерност во развојот на карстификацијата условува и нееднакви филтрациски карактеристики со свои хидрогеолошки специфичности. На Јабланица, Стогово, Бистра во карбонатните карпи се јавуваат поголеми партии на кристалести шкрилци кои ги менуваат правците на подземните текови. Воедно, степенот на карстификација поради ваквите ситуации е мошне различен. На нивните контакти често се јавуваат помали или поголеми извори. Во Пелагонискиот хорст-антиклинориум карстно-пукнатинскиот тип на издан е распространет во прекамбриските мермери на Јакупица. Тие се интензивно и длабоко карстифицирани што овозможува и интензивна инфилтрација на врнежите и акумулирање на големи количества на подземни води. Карстно - пукнатинскиот тип во Вардарската Зона е распространет неkontинуирано, како одделни помали партии во палеозојските мермери и мезозојски мермери и варовници и е со различен степен на карстификација. Во нив наизменично се менуваат карбонатни карпи со шкрил-

ци со понизок кристалитет. Во Српско-македонскиот Масив карбонатните карпи имаат мала распространетост (тријаски варовници во околината на Делчево). Карстно-пукнатинската издан се јавува во црни кварцно-филитоидни шкрилци со циполини и мермери долж Македонско-бугарската граница (Македонска Каменица - Деве Баир).

Збиен тип на издан

На територијата на Република Македонија со претежно радијалната тектоника се создадени повеќе депресији исполнети со неогени (езерски) и квартерни наслаги. Во нив, во ваквите седименти, се акумулирани значајни резерви на подземни води (збиен тип на издан) со слободно рамниште - *фреатски* и под притисок - *артерски* или *субартерски*.

Фреатската издан, односно фреатските подземни води се познати и како бунарски води. Нивниот капацитет најмногу зависи од карактерот, распространетоста и дебелината на вододржливиот слој, како и од начинот на хранење. Поради ова длабочината на бунарските (фреатски) подземни води на секаде не е иста, ниту движењето на водата во нив е еднакво. Артерската издан претставува посебен тип каде подземните води се наоѓаат помеѓу два вододржливи слоја. Ако ваквата издан со дупнатина се отвори водата може природно да избие на површината. Во случај ако притисокот во артерската издан не е голем и водата не избива на површината тогаш е тоа субартерска издан.



1. Хумусен слој - почва, 2. Песочи, 3. Глинести песочи, 4. Слој на јаглен (лигнит)

сл. 186, Хидрогеолошки профил кај селото Живојно, југоисточен дел на Пелагониската Котлина

Во западните делови на Република Македонија, каде котлините имаат главно меридијански (север - југ) правец на протегање се акумулирани значителни резерви на подземни води. *Полошката Котлина* е исполнета со квартерно-плиоценски наслаги со вкупна моќност, според геолошките проучувања од околу 600 m во Долен Полог и околу 300 m во Горен Полог. Квартерните наслаги имаат голема распространетост во целата котлина и ги покриваат плиоценските седименти. Ваквите седименти се откриени единствено северозападно од Гостивар. Амплитудите на фреатската издан во Полошката Котлина се релативно мали. Во Горен и Среден Полог изнесуваат од 1 до 1,5 m, додека во Јегуновце во Долен Полог се до 2 m. Фреатската издан во плиоценските езерски седименти се јавува по целата котлина. Во Тетово е издупчен бунар длабок 50 m, со штедрост од 15 l/s. Нивото на неговата подземна вода е на 24 m. Артерската издан во плиоценски седименти се јавува во Долен Полог, додека во Горен Полог не е регистрирана. Во Долен Полог се утврдени бројни артерски дупнатини со различна длабочина, од 12 до 120 m. Плитки водоносни хоризонти се наоѓаат во селото Јанчиште, а најдлабоките се во Јегуновце. *Дебарската* тектонска депресија е исполнета со квартерни и плиоценски седименти со вкупна дебелина од околу 750 m. Фреатската издан во квартерните седименти во зависност од морфологијата на теренот е на различна длабочина. Плиоценските езерски седименти, во кои се јавува збиена издан се откриени во централниот и западните делови на котлината. Овде не се вршени подлабоки дупчења поради што и нема податоци за артерска издан. Малиот неоген *Пискуиштински Басен*, кој се наоѓа помеѓу Струга и Дебар е исполнет со миоценски наслаги во кои има и јаглен. Регистрирана е слободна (фреатска) и артерска издан. Фреатската издан се наоѓа на мала длабочина (2,5 до 5,5 m) и има мала штедрост. Артерската издан се јавува под јагленот, во подинските наслаги (песочничко - чакалести седименти) и е со штедрост од околу 10 до 15 l/s.

Кичевскиот Басен е исполнет со средно и горноплиоценски седименти (препокриени со квартерни наслаги) откриени по рамковниот дел. Во нив се јавува збиена издан со слободно рамниште и под притисок (артерска и субартерска). Артерската издан во Кичевската Котлина се јавува во плиоценските езерски седименти кои претставуваат смена на глинци, чакали, лапорци, јаглен и глина. Имаат различна хидрогеолошка функција, односно претставуваат комплекс на водопропустливи и водозадржливи на-

слаги. Артерската издан е регистрирана на различни длабочини, од 20 до 107 m, со длабочина на водоносниот хоризонт од 3 до 5 m и штедрост од 0,5 до 1 l/s. Хрането на збиената издан во Кичевскиот Басен е со врнежи а делумно учествува и карстната издан. Во плиоценските езерски и квартални наслаги на *Охридско - сџруш-киот Басен* се јавува збиена фреатска и артерска издан. Фреатската издан најчесто се јавува во кварталните наслаги на разни длабочини (Охрид 1,5, Косел 3,6, Радожда 5,7 m). Артерската издан, со повеќе хоризонти е распространета на различна длабочина, од 7 до 150 m. Во Охрид во градското подрачје самоизливните води се утврдени на длабочина од 50 - 52 m, со моќност на водоносниот хоризонт од 2 m и штедрост од 4 l/s. *Пресјанскиот Басен* е составен од неоген - квартални наслаги во кои се јавува збиена издан со слободно рамниште (фреатска) и под притисок (артерска и субартерска). Артерскиот водоносен хоризонт се наоѓа на различна длабочина, од 15 до 200 m. Се одликува со максимална штедрост на подземните бунари од 6 l/s.

Пелагонискајта Кошлина, најголемата тектонска депресија на територијата на Република Македонија (3.682 km²) е поделена на Прилепски и Битолски Басен. Прилепскиот Басен морфолошки и хидролошки е издвоен од Битолскиот со водонепропустливата Тополчанска Грета. Прилепскиот Басен е исполнет со квартални и плиоценски седименти со вкупна дебелина од околу 380 m. Во целина седиментните наслаги претставуваат една компактна со различен литолошки состав во кои се јавува збиен издан. Фреатската издан се јавува најчесто во кварталните седименти на длабочина од 1,5 до 5 m. На некои локалитети по силните врнежи подземната издан се израмнува со површината на теренот, избива на површината и се создаваат мочурливи терени. Во алувиумот на Крушевска Река (Кривогаштани) е издупчен бунар длабок 70 m со ниво на подземната вода на 40 m (два водоносни хоризонти) со штедрост од 5 l/s. Вкупната дебелина на кварталните наслаги во Прилепскиот Басен на места достигнуваат и преку 100 m. Овде нивото на подземната вода е различно, од 05 до 10 m во централниот дел на котлината, а кон рамката се зголемува на преку 35 m. Во плиоценските наслаги на Прилепскиот Басен, претставени со наизменична смена на водонепропустливи и водонепропустливи седименти во голем број дупнатини е утврдена вода под притисок. Артерските водоносни хоризонти се наоѓаат на релативна длабочина од 30 до 250 m. На потегот Горно Коњаре - Кадино Село во дупнатини со длабочина помеѓу 97 и 150 m се утврдени шест

(6) водоносни хоризонти. Во Прилеп, во субартерски бунар длабок 86 m дебелината на водоносниот хоризонт изнесува 8 m и е со штедрост од 28 l/s. Битолскиот Басен е исполнет со неоген - квартални наслаги со вкупна моќност од преку 700 m. Меѓутоа, поради паркетната структура на палеорелјефот (спуштање и издигнување на поедини блокови) дебелината на седиментите и на мало растојание е различна (генерално се зголемува од север кон југ). Кварталните седименти во овој басен имаат голема распространетост и дебелина и се со различно потекло (алувијални, делувијални, пролувијални). Во нив се јавуваат два типа на подземна издан, со слободно рамниште и под притисок. Артерската издан во Битолското Поле е формирана во квартални и плиоценски седименти. Најбогат реон со артерски води е нејзиниот најјужен дел, кој продолжува во Леринско Поле.

Во централните и источните делови на Република Македонија се застапени повеќе неотектонски депресии (Вардарска Зона), а овде течат и најголемите реки во Република Македонија: Вардар, Пчиња, Црна Река и Брегалница. Моќта на алувиумот на реката Вардар е мошне променлив. Во Скопскиот Басен достигнува 160 m, во Велес 10 m, Криволак 5 m, Неготино 12 m, додека во Солун е 300 m. Во сите басени покрај фреатската се јавува и артерска и субартерска издан. Тие се на различна длабочина и со различна моќност на водоносниот хоризонт. Тектонската единица *Скојски Басен* е исполнета со еоценски, миоценски, плиоценски и квартални наслаги. Вкупната моќност на сите нив, според геофизичките мерења достигнува 3.000 m. Најголеми резерви на подземни води на фреатската издан се акумулирани во кварталните алувијални тераси на реката Вардар, Лепенец и Маркова Река, а помалку на Пчиња и Треска. Водите под притисок (артерски и субартерски) најчести се во плиоценските езерски наслаги, а многу помалку во миоценските. Нивото на подземната вода на фреатската издан во Скопскиот Басен се наоѓа на различни длабочини (Сарај од 2,30 до 2,80 m, Ѓ. Петров 6,50 - 6,70, Скопје 13,5 - 14,5, Ченто 0,9 - 1,3 m итн). Осцилациите на нивото на подземните води е од 20 до 30 cm, што зависи од водостојот на реката Вардар и неговите притоки. При висок водостој фреатската издан се израмнува со површината на теренот, при што, доаѓа до појава и на мочуришта (Маџари, Ржаничино, Катланово и други места). Фреатската издан се јавува и во плиоценските седименти, на различни нивоа, од 2 до 20 m. Во околината на Петровец се издупчени повеќе бунари. Во еден од нив, длабок 192 m, се утврдени четири (4) во-

доносни хоризонти. Првиот хоризонт е на 47 m длабочина, вториот на 65, третиот на 83 и четвртиот на 100 m со штедрост од 16 l/s. Артерската издан во Скопската Котлина најчесто се јавува во плиоценските наслаги, поретко во квартерните и миоценските. Таа е на различни длабочини и со различна штедрост и температура. Во северниот дел на котлината се јавуваат кисели и топли води, во централниот ладни, а во јужниот ладни, кисели и топли. Артерската издан во Петровец се јавува на 84 и 89 m длабочина и се одликува со мала штедрост. Во северозападниот дел (Волково, Кучково) регистрирана е артерска издан на различни длабочини. Во околината на Волково во дупнатините се застапени повеќе артерски хоризонти. Првиот, кој се јавува на 17,3 m е во силно испукани сиви лапорци и има штедрост од 2 l/s. На 26,4 m штедроста се зголемува на 4,5 l/s, додека на длабочина од 51 m достигнува 11 l/s. Овде е регистриран артерски водоносен хоризонт на 82 m (1,5 l/s), на 110 m - 5 l/s, на 210 m - 9 l/s, 218 m - 2 l/s, 253 m - 6 l/s, 290 m - 20 l/s и на 324 m - 22 l/s.

Велешката Кошлина е исполнета со плиоценски и квартерни наслаги со различна дебелина и водопропустливост. Алувијалните наслаги се распространети во долината на реката Вардар. Застапени се со песоци и чакали а делумно се и заглинети. Ги има и по долините на Бабуна и Тополка. Во непосредна близина на Велес (од десната страна на реката Вардар) алувиумот во горните делови е застапен со глини дебел 2 m, потоа доаѓаат чакали (6 - 8 m), кои се главни водоносни хоризонти, додека подината е од плиоценски глини. Хидрогеолошките дупчења покажале дека алувиумот на реката Вардар е моќен околу 10 m, со максимална штедрост на бунарите од 10 l/s и висина на нивото на подземните води од 1 до 3,5 m. Артерската издан во Велешката Котлина е утврдена во реонот на Рачане. Фреатската издан се јавува во неогените езерски седименти. Тие се еден моќен литолошки комплекс во кој глиновито-песочливата фација има големо учество. Потоа доаѓаат песочниците, конгломерати, лапорци, лапорци на места со јаглен и бигорливи варовници. Ваквите наслаги имаат различна хидрогеолошка функција. Претежно се слабо водопропустливи, што е особена карактеристика за миоценските лапорци. *Овчеполската Кошлина* во хидрогеолошка смисла е поврзана со Велешката и Тиквешката Котлина, т.е. е исполнето со исти плиоценско-квартерни седименти. Овде голема распространетост има и водопропустливиот еоценски флиш (безводни терени). Алувијалните наслаги на Брегалница во Овчеполската Котлина литолошки се заста-

пени со ситно до среднозрнести чакали и песоци на места со глинести компоненти. Имаат различни вредности на водопропустливост, од слаба до мошне водопропустлива. Во алувиумот на Светиниколска Река, кој е со мала дебелина се отворени бунари со длабочина од 10 до 15 m со штедрост од 5 l/s. Нивната подина е претставена со водонепропустлив еоценски флиш. Во плиоценските езерски наслаги (жел. стан. Овче Поле) издупчени се бунари подлабоки од 100 m во кои се утврдени повеќе водоносни хоризонти на различна длабочина и со различна штедрост. Во поширокиот регион на Св. Николе фреатската издан се јавува во квартерните и плиоценските седименти чија подина е од водонепропустлив еоценски флиш. Овде може да се издвојат мошне штедри терени со 10 l/s, добро издашни (1 - 10 l/s) и слабо издашни терени (0,10 до 1,0 l/s).

Неоген - квартерните седименти во *Тиквешкиот Басен* се застапени со песоци, чакали, песочници, конгломерати, глини, лапорци на места со јаглен, бигори, вулкански туфови, туфни песоци и вулкански бречи. Сите тие се со мошне различна хидрогеолошка функција и порозност во кои се јавуваат збиена, пукнатинска и карстна издан. Алувијалните наслаги во Тиквешкиот талози реката Вардар, долните текови на Црна и Брегалница, како и Ваташка, Тимјаничка и некои други помали рекички. Алувиумот на Вардар гради повеќе тераси со дебелина помеѓу 5 и 12 m. Литолошки се претставени со ситно до среднозрнести чакали и песоци на места заглинети во кои се формира подземна издан со слободно рамниште, длабоко од 1 до 5,5 m. На левиот брег на реката Вардар (ТЕ Неготино) во алувиумот моќен 12 m се издупчени повеќе бунари со различна штедрост, со ниво на подземните води од 1 до 3 m. Фреатската издан се јавува и во неогените езерски наслаги кои претставуваат моќен литолошки комплекс. Тоа се наслаги со различна хидрогеолошка функција, претежно слабо водопропустливи, особено миоценските лапори и лапорци. Во реонот на Тимјаник - Дисан се регистрирани два водоносни хоризонти, првиот на 24 - 40 m и вториот на 70 - 91 m. Артерската издан во Тиквешката депресија е утврдена во повеќе дупнатини. Почесто е во плиоценските а поретко во миоценските наслаги. Миоценскиот артерски водоносен хоризонт е регистриран во дупнатина кај Долни Дисан на длабочина од 42 m. Општа карактеристика на водите под притисок во Тиквешкиот Басен е дека се со мала штедрост (максимум 0,40 l/s). Во *Валанговската Кошлина* големо учество има песочливо - глиневата фација која е слабо водопропустлива. Покрај значителната дебелина во нејзе не-

можат да се акумулираат поголеми резерви на подземна вода. Алувијалните наслаги на реката Вардар се таложени во западниот дел на котлината, од двете страни на реката (Миравско Поле). Овие наслаги кои се со дебелина од 12 m (Градец - Удово) се добро водопропустливи. Нивото на подземната вода во нив се наоѓа на околу 2 m длабочина. Кон рамката на котлината дебелината на алувиумот се зголемува, при што, кај Ѓавато достигнува моќност од 80 m. Алувиумот на Вардар, Коњска и Кованска Река влегуваат во категоријата на мошне штедри терени со над 10 l/s. Артерската издан во Валандовско - гевгелиската Котлина е регистрирана кај селото Јосифово и во Богданско Поле. Бунарите (со длабочина од 50 m) имаат штедрост од 1,10 l/s.

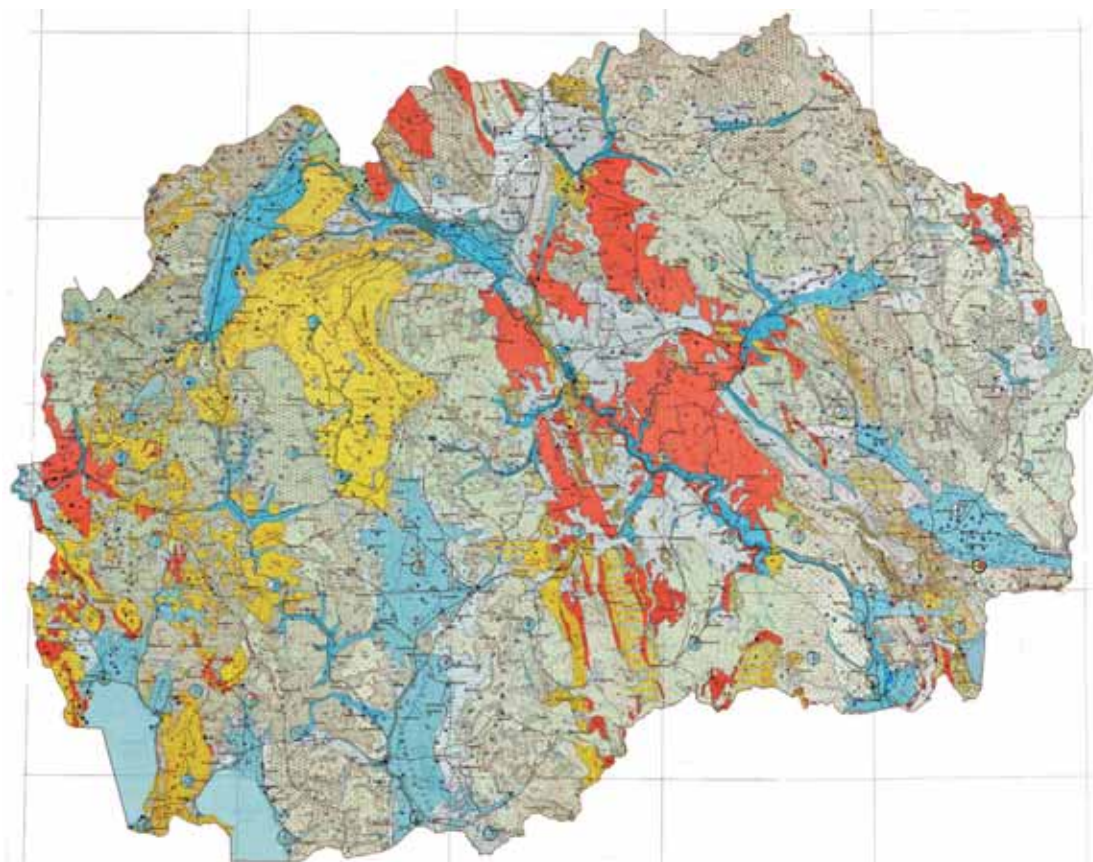
Централниот дел на *Кумановската Котлина* е исполнет со плиоценски езерски наслаги претставени со глини, лапоровити песоци, песочници и конгломерати, додека миоценските се со фазија на лапорци. Сите тие се препокриени со квартерни наслаги и покажуваат различни хидрогеолошки карактеристики, од добро водопропустливи до водонепропустливи. Во плиоценските наслаги се јавува збиена издан (фреатска и под притисок). Фреатската издан е плитка и со мала штедрост. Кај Младо Нагоричане во издупчен бунар (13 m) штедроста изнесува 0,30 l/s. Артерската издан во Кумановскиот Басен е многу поретка од онаа во Скопската Котлина а бунарите се со помала штедрост. Нивото на подземните води се наоѓа на различна длабочина (подлабоко од Скопската Котлина). Во Матејче е на 1,7 m, Лојане 3,9, Слупчане 7,7 m, Умни Дол 8,4, Романовце 9,3 m итн. *Крајшовско-злетовскиот Басен* е исполнет со терциерни и квартерни наслаги претставени со глини, песоци, чакали, песочливи глини, лапорци и големо учество на вулканогено-седиментни наслаги и разновременски андензитско-дацитски изливи. Стратиграфски водоносните хоризонти припаѓаат на квартал, миоцен и плиоцен. Од кварталните со најповолни хидрогеолошки карактеристики се алувијалните наслаги таложени по долината на Крива Река, Злетовска, Кратовска и други помали рекички. Моќноста на алувиумот е од 2 до 6 m, а нивото на подземните води се наоѓа на 1,5 - 2 m. Во реонот на Плешинци се јавуваат плиоценски и миоценски наслаги како водопропустлив и водонепропустлив комплекс. Во нив се јавува збиена, фреатска и артерска издан. Во миоценските седименти е регистриран водоносен хоризонт на длабочина од 60 m. *Славишкиот Басен* е заполнет со алувијално-пролувијални наслаги (Крива Паланка), додека Славишкото Поле е со плиоценски езерски седименти.

Северозападно од Крива Паланка се наоѓа Градечко Поле, исполнето со фин туф, со што практично претставува безводен терен. Во Кривопапанечкиот Басен се таложени алувијални наслаги на Крива Река, кои имаат мала дебелина и во нив неможе да се акумулираат поголеми резерви на подземна вода. Низводно од Крива Паланка, кон Славишко Поле, дебелината на алувиумот се зголемува. Збиената издан, под притисок (артерска и субартерска) се јавува само во Славишко Поле во плиоценските езерски седименти, каде, покрај чакалите и песоците, големо учество имаат и водонепропустливите каолински глини. Артерската издан се јавува и на други локалитети, на различна длабочина, од многу плитки (7 m) до стотина метри, со штедрост од 0,2 до 1,0 l/s.

Во *Кочанскиот Басен* реката Брегалница со својот среден тек наталожила алувијални наслаги. Алувиумот на реката Брегалница литолошки е претставен со песоци, чакали и песочливи глини со различен коефициент на филтрација. Во нив се акумулирани значителни резерви на подземни води кои се експлоатираат. По длабочината на која се јавува збиената издан може да се издвојат плитки (фреатски) и подлабоки (артерски) реони. Плитката издан е со ладни води додека подлабоката - артерската е со високи температури (термални води). Пролувијалните наслаги се распространети по рамката на Кочанската Котлина. Литолошки се претставени со глини, дробини и песоци. Водопропустливоста им е слаба и се без економско значење. Фреатската издан се јавува и во плиоценските седименти во реонот на Теранци, Уларци и други места. Артерската издан се јавува во квартално - плиоценските вулканогени седиментни наслаги кои имаат моќност од околу 1.000 m.

Според порозноста се јавуваат три типа на издан: пукнатински, збиен и карстен и тоа на различни длабочини, од 30 до 1.000 m. Кочанската Котлина претставува најголем термален басен на води со високи температури на Балканскиот Полуостров. Артерскиот басен, според температурата на водата влегува во категоријата на термални артерски басени каде големо учество имаат туфните наслаги. Водоносните хоризонти се наоѓаат на различна длабочина, од 86,5 до 1.096 m. Имаат штедрост од 2,2 до 350 l/s и температура од 50 до 83°C (највисока регистрирана температура на термални води во Република Македонија).

Делчевско - пехчевско - беровскиот Басен претставува тесен ров исполнет со плиоценски (езерски) и квартални седименти кои ја сочинуваат Беровската, Пехчевската и Делчевска-



сл. 187, Хидрогеолошка карта на Република Македонија

та Котлина, како и малото Костиндолско Поле. Алувиумот на реката Брегалница е главниот акумулатор на подземни води распространети по целата долина од Берово до Делчево. Во горниот тек на Брегалница (Берово - Разло-вци) алувиумот е застапен со едри чакали, песоци и глини. Алувиумот е во вид на тераси дебели од 5 до 15 m, а широки и до 2 km (поширокото подрачје на Делчево). Останатите квартални наслаги (делувијални, елувијални, пролувијални) се слабо водопропустливи и во нив неможе да се акумулираат поголеми резерви на вода. Во плиоценските седименти на Делчевската Котлина може да се издвојат три различни литолошки серии, со различен коефициент на филтрација, и тоа: базална, песокливо-глинесто-лапоровита со јаглен и конгломератна. Со поволни хидрогеолошки карактеристики е песокливо-лапорестата серија со јаглен.

Радовишко - струмичкиот Басен, кој е со правец на протегање северозапад - југоисток, на исток продолжува во Република Бугарија. Исполнет е со плиоценски езерски седименти препокриени со квартални наслаги со различно генетско потекло и со вкупна дебелина според геофизичките мерења од околу 1.200 m. Алувијал-

ната издан во Радовишка Котлина е застапена долж коритото на Стара Река. Претставена е со разногранулирани чакали и песоци, делумно заглинети но добро водопропустливи. Овој реон има поволни хидрогеолошки карактеристики во кои се акумулирани значајни резерви на подземна вода. Алувијалните наслаги кај останатите реки и потоци се со многу мала дебелина и неможат да акумулираат позначајни резерви на подземна вода. Во Радовишката Котлина фреатската (плитка) издан се јавува на мала длабочина. Во централниот дел е од 2 до 4 m, во северозападниот е подлабока, околу 6 m, а по рамковниот дел од 8 до 12 m. Фреатската издан во плиоценските наслаги (глини, лапори, јагленови глини и песоци) е на различна длабочина. Артерската издан во плиоценските езерски седименти во Радовишката Котлина е ретка. Струмичката Котлина е заполнета со плиоценски седименти кои претставуваат комплекс на водопропустливи и водозадржливи наслаги, покриени со квартални седименти со вкупна моќност од околу 1.200 m. Алувијалните наслаги во Струмичка Котлина се распространети долж текот на Струмичка Река и Турија и некои помали рекички и потоци. Алувијално-елувијалните седимен-

ти го покриваат централниот дел на котлина-та. Претставени се со песокливи глини во кои фреатската издан е плитка, од 1 до 6 m. Во езерските (плиоценски) наслаги издупчени се голем број артерски дупнатини. Регистрирани се повеќе водоносни хоризонти на различни длабочини, од 9 до 200 m и со различна штедрост, од 0,1 до 12 1/s. Помеѓу Струмица и селото Ангелци артерскиот хоризонт е регистриран на 18 m, а најдлабокиот на 160 m. Кај Дабиле - Муртино е на длабочина од 160 m итн. *Дојранскиот Басен* е исполнет со плиоценски и квартерни седименти со моќност од преку 160 m. Квартерните наслаги на македонскиот дел од басенот немаат голема дебелина (2,2 m). Во бунар длабок 6 m, кај Стар Дојран е добиена штедрост од 4 1/s. Артерската издан во плиоценските седименти се јавува само во реонот на „Ачикот“, каде е издупчен бунар со длабочина од 90 m и 2,9 1/s штедрост. Овде се регистрирани четири водоносни хоризонти. Веројатно се хранат од карстна издан која се наоѓа под песокливо-чакалестите седименти и песокливите глини.

Безводните терени заземаат релативно мало пространство во Западно - македонската Зона. Тоа се главно подрачја на мезозојските и еоцен-

ски флишни наслаги во пошироката околина на Дебар. Се јавуваат како помали партии и на Јабланица, Стогово, Дешат и Кораб. Безводните терени во Вардарската Зона се распространети во литолошки сличните јурски, кредни и еоценски флишни наслаги. Флишот е претставен со глиновити шкрилци, глинци, лапорци, песочници, конгломерати и др. Во хидрогеолошка смисла тоа се водонепропустливи, практично безводни терени, со ретка појава на пукнатински извори со мала штедрост. Безводните терени во вид на прекинати партии заземаат големи пространства од Скопје до Гевгелија. Голема распространетост еоценскиот флиш има во Овче Поле, каде според геофизичките податоци е со моќност од 3,5 km.

Во Српско-македонскиот Масив безводните терени немаат голема распространетост како што е тоа во Вардарската Зона. Тоа се терени изградени од еоценски флиш, литолошки претставен со наизменична смена на глинци, лапорци, песочници, конгломерати и варовници. Ваквите наслаги се сретнуваат во пошироката околина на Делчево, потоа околу Крива Паланка и долж границата помеѓу Република Македонија и Република Бугарија.



сл. 188, Безводен палеоген терен (флиш) во централниот дел на Република Македонија

ИЗВОРИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Изворите, како природна површинска манифестација на подземните води на територијата на Република Македонија се по број околу 4.400. Од нив 1.100 се со штедрост од над 1 l/s. На 90 извори штедроста им е поголема од 30 l/s, додека само 58 имаат штедрост од над 100 l/s.

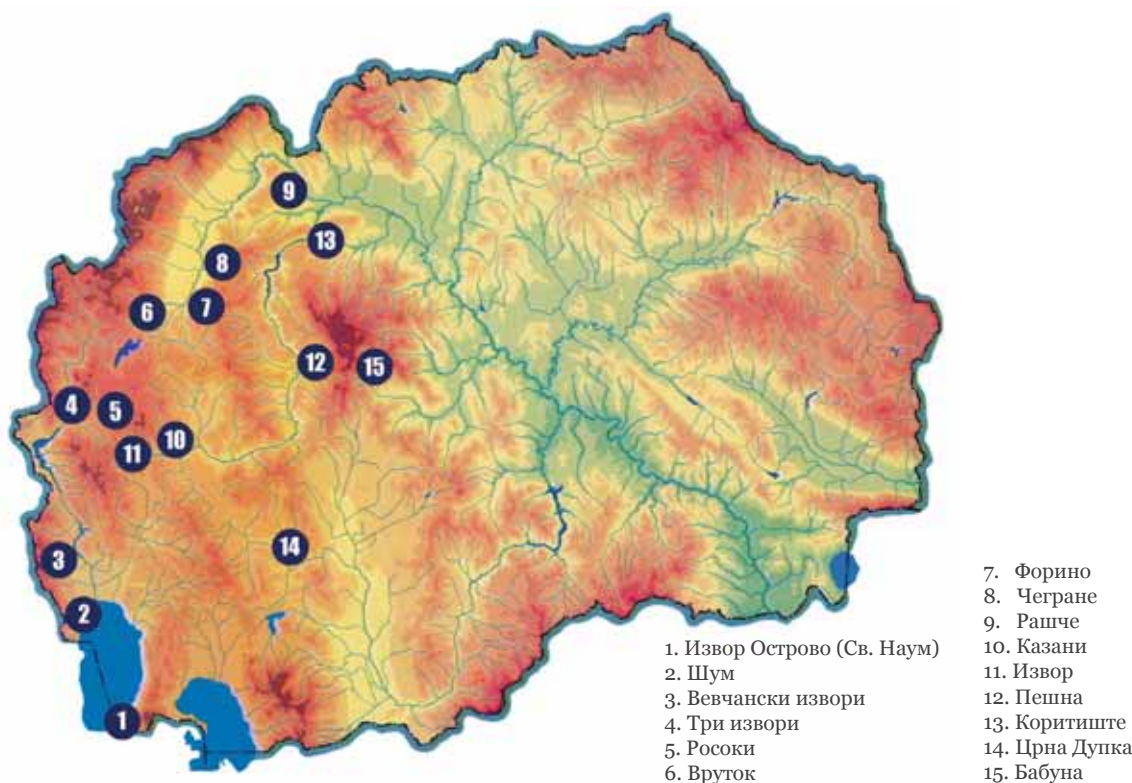
Според просторната разместеност најбогати со извори се планинските подрачја во западните делови (Шар Планина, Бистра, Јакупица, ...). Посиромашно се застапени на Осоговските Планини, Плачковица и останатите планини во источните делови на Македонија, а најмалку ги има во долните текови на Брегалница и Средното Повардарие. Просторната разместеност на изворите е, значи, доста невоедначена. Во одредени подрачја има бројни и силни извори, додека во други речиси воопшто ги нема, или пак, ако постојат тоа се сосема слаби извори.

Карстни врutoци

На територијата на Република Македонија се регистрирани петнаесетина извори, карстни врutoци чија штедрост надминува 1 m³/s. Сите тие се застапени во западните делови на Македонија (сл. 189). На Јадранскиот слив припаѓаат пет (5) вакви извори, на потесното сливно под-

рачје на реката Вардар четири (4), колку што ги има и во сливот на реката Треска и по еден е во сливот на Бабуна и Црна Река.

Карстниот врutoк „Осџрово“ кај манастирот Св Наум е создаден по намалување на нивото на Охридското Езеро на сегашната состојба. Со помош на брановите некогашниот помал залив постепено е затрупуван. Со тоа е создаден крајбрежен песочен бедем, широк околу 10 m, однос-



сл. 189, Географска положба на карстните врutoци во Република Македонија со штедрост од над 1 m³/s

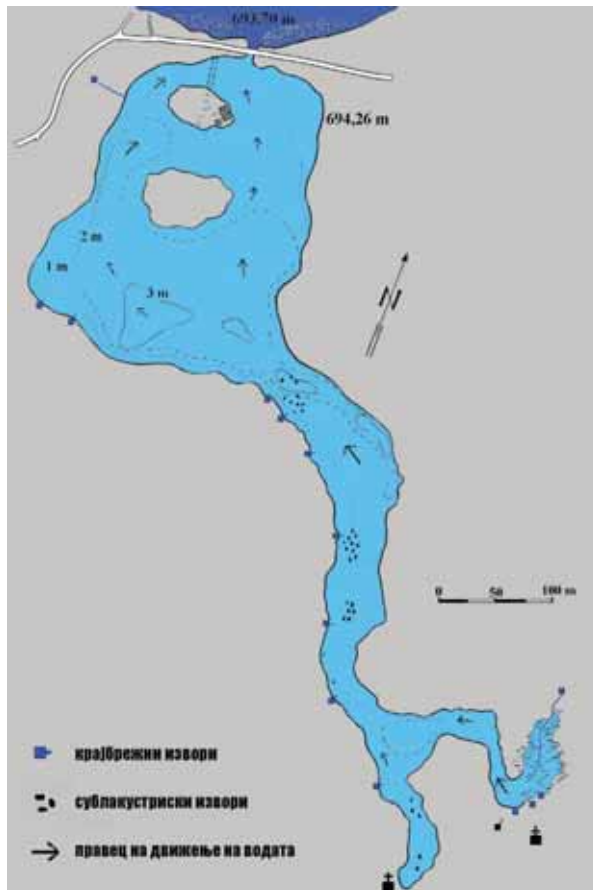
но заливот со текот на времето се претворил во плитка лагуна. Рецентните речни и делувилални наноси ја засипале - намалиле лагуната, а само во најдлабокиот дел се задржала водна маса. Со постојаното дотекување на вода од изворите не дошло до исушување на лагуната или до создавање на блатно-мочуришен терен. Првобитниот крајбрежен песочен бедем (литорален кордон) послужил како погоден пристап до манастирот Св. Наум. Басенот на вртокот Св. Наум („Острово“) е на работ на карбонатната маса, т.е. на нејзиниот допир со младите барско-езерски наноси. Конфигурацијата на дното на вртокот е едноставна. Во јужниот дел е во форма на речно корито со благ наклон кон север и со поголема длабочина на кривините. Најголемата длабочина од 3,5 m се јавува на местото каде тесниот коритест дел минува во северниот, проширен дел. Дното на северниот, проширен дел, е налегнато кон југозапад. Овде, на одделни делови е со длабочина од 3 m, додека во делот североисточно од островчињата длабочината достигнува до 1,5 m. Во јужниот, тесен дел, како и кај округлиот дел на заезерената вода, долж западниот варовнички брег се јавуваат извори на ниво на вртокот. Источниот брег е низок и без извори. Него

го сочинуваат барски органски седименти и песоци под нив. Воедно, на дното на водниот басен се јавуваат повеќе сублакустриски извори. Тие се поврзани со пукнатини во карбонатната маса која се наоѓа под песочното дно. Сублакустриските извори се во групи и се поблиску до западниот брег. Се јавуваат на длабочина до 1,5 m. Околу нив нема водна (хидрофилна) вегетација (сл. 190). Според неколку мерења (од 1950 до 1957 год) *Сшојадиновиќ* (1962) средната вредност на истекување на изворот ја определил на 8,45 m³/s. *Хаџиев* (1957) ја определил на 6 до 7 m³/s, додека *Цвијић* (1911) дава нереални податоци од 30 до 40 m³/s. Истекот на водата денес е определен на 11 m³/s со што вртокот Св. Наум се смета за најголем и еден од најатрактивните во Република Македонија. Температурата на водата се движи помеѓу минималните 7,2°C (февруари) и максималните 12,6°C (јули).

Карстниот врток *Шум*, како што го нарекува месното население се наоѓа западно од Струга, на 700 m надморска височина. Извориштето лежи на контакт на варовници со алувијалната рамнина на Струшкото Поле. Според *Милески* (1965) изворот е на контакт помеѓу плочестите варовници со рожњаци и глиновити и лапо-



сл. 190, План на изворот „Острово“ кај Св. Наум, според *Сшојадиновиќ*, *Шайкарев* (1962)





сл. 191, Вевчански Извори во подножјето на планината Јабланица кај селото Вевчани

ровити партии во подината кои претставуваат вододржлива подлога. Главниот извор се јавува од непристапна пештера, долга околу 40 m. До 1946 година пештерата била непозната, а тогаш, при изведување на земјени работи со цел да се создаде акумулација за порационално користење на многубројните извори дошло до одронување на поголеми варовнички блокови и до откривање на пештерата. Изворот, кој е со температура од $10,5^{\circ}\text{C}$, делумно е каптиран (околу 500 l/s) за водоснабдување на Струга и некои населби. Населението од Долно Заграчани одамна го има заезерено изворот (500 m^2), а во 1955 година е создадена денешната физиономија на езерцето Шум. Вкупната штедрост на врукотот Шум се проценува на околу $2\text{ m}^3/\text{s}$.

На источното подножје на планината Јабланица изградено од мезозојски варовници се наоѓаат *Вевчанскиџе Извори* (сл. 191). Главниот извор избива од една пештера со штедрост од $1,5\text{ m}^3/\text{s}$. Внатрешноста на пештерата е истражена во должина од околу 40 m. Всушност, овде се работи за разбиена карстна издан, чии води избиваат од пукнатини распоредени одозгора надолу, на линија долга околу 100 m и со висинска разлика од 10 m. Во сушните години прво пресушуваат изворите на највисоката кота, главно на излезот од пештерата додека на пониските штедрости им се намалува. Изворот кај селото *Росоки* се наоѓа на јужната страна на планината Бистра, на надморска височина од 1.040 m. Извира од помал карстифициран варовнички изданок кој е поврзан со многу поголема карбонатна маса на планината Бистра. Самиот извор избива на контакт помеѓу водонепропустливите филитични шкрилци кои се наоѓаат во подината и водопрпустливите тријаски варовници кои лежат во повлатниот слој. Тоа е најголемиот извор во сливот на реката Радика, со просечна го-

дишна издашност од $1,8\text{ m}^3/\text{s}$. Неговата најголема средномесечна издашност се јавува во мај ($4,75\text{ m}^3/\text{s}$), додека најмалата од $0,72\text{ m}^3/\text{s}$ е во септември (Василески 1997). Изворот на Тресонечка Река, познат како „Три Извори“ е со штедрост од $Q - 1,5\text{ m}^3/\text{s}$. Извира од десната страна на долината на Тресонечка Река во непосредна близина на речното корито, под врвот Брезовец, на надморска височина од 1.460 m. Гравитационското истекување на изворската вода е во подножјето на висок вертикален варовнички отсек. Во текот на летните месеци неговата штедрост се намалува и изнесува околу 400 - 500 l/s (Василески, Панов 2001).

Изворот на реката Вардар, *Вруток* (сл. 192), претставува мошне интересна појава од хидрогеолошки аспект. Од еден „мал“ девонски варовнички карстифициран изданок откриен на површината со големина од 20 m^2 , опкружен со водонепропустливи кристалести шкрилци извира карстниот врукот со штедрост од мин. 400 l/s и максимум од $4,8\text{ m}^3/\text{s}$ (280 l/s се каптираат за водоснабдување на Гостивар и некои селски населби). Гашевски (1966) во летните месеци штедроста на изворот ја определил на $1,5\text{ m}^3/\text{s}$. За потеклото на водата од изворот Врукот постојат различни согледувања. Јаранов (1951) дава едно од првите мислења во оваа насока. По него шкрилците, често целосно, или делумно ги препокриваат компактните варовнички партии. Со тоа варовниците на површината се јавуваат во вид на помали или поголеми оази. Ваквите површински делови се поврзани со главната варовничка маса преку подземни канали. Како пример за ваква појава Јаранов го наведува токму врукот на реката Вардар, сметајќи дека тој водата ја добива преку подземни канали од подрачјето на Горна Радика. На југозападните падини на Сува Гора, на контакт со дното на Полош-

ката Котлина се јавуваат бројни карстни извори. Позначајните се наоѓаат кај селото *Форино*, со максимална штедрост од 1,390 l/s и кај *Чејране*, со максимална штедрост од 1,407 l/s (*Гашевски* 1966).

Изворот *Рапче* се наоѓа од десната долинска страна на реката Вардар, на неговиот из-

лез од Дервенската Клисура. Сместен е во подножјето на планината Жеден, на 300 m надморска височина. Тоа е најголемиот карстен вруток во Скопската Котлина и еден од најголемите во Република Македонија. Протекот на вода во изворот Рапче во текот на годината покажува релативно стабилен режим. Неговиот минимален



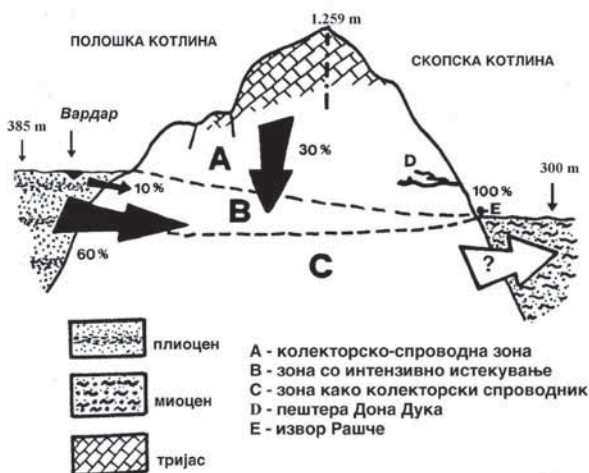
сл. 192, Вруток, изворот на реката Вардар



сл. 193, Карстен вруток на излез од пештерата Пешна во Порече

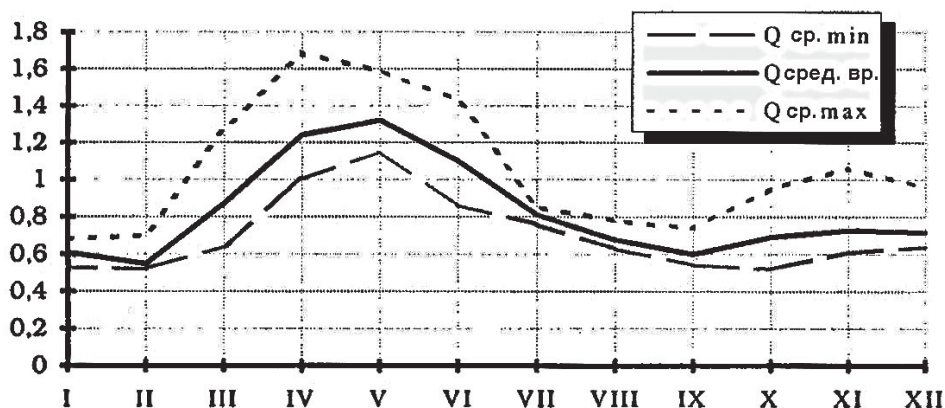
протек се јавува во септември и октомври, како и во текот на месецот јануари. Максимумот се јавува во текот на април и мај. Според мерењата од 1956 до 1964 година неговата штедрост се движи од 3,28 до 7,58 m³/s. Во текот на 1971 година е измерена издашност од 3,70 до 6,42 m³/s (Кекиќ 1986). Првични податоци за изворот изнесува Јовановиќ (1925), додека подоцна неговите специфични карактеристики ги проучуваат повеќе истражувачи (Луковиќ 1927, Манаковиќ 1962, Гашевски 1968, Кекиќ 1969/70, Skoklevski - Krstevski 1981 и др). Генерален заклучок на сите нив е дека височината од 300 m на која се наоѓа изворот Рашче е и најниската кота на откриеност на мермеризираниите варовници, т.е. зона на најголемото површинско истекување на подземните води. Над оваа зона жеденскиот карст има колекторско-спроводна функција со мошне интензивна циркулација на подземната вода. Под котата од 300 m жеденскиот карст претставува колектор - резервоар, каде подземното истекување е послабо изразено а се одвива кон периферната рамка на скопскиот неоген басен. Според овие сознанија скопскиот неоген во периферните делови не претставува апсолутна хидрогеолошка бариера за спречување на подземното истекување во пониските делови, под котата на истек на врукотот Рашче. Потеклото на водата во изворот Рашче во најголем дел (околу 60 %) е надвор од жеденскиот карст. Тоа се подземните води од фреатската и артерската издан на Полошката Котлина, како и мал дел (10 %) од водите што понираат во реката Вардар при висок водостој. Значи, во внатрешноста на планината Жеден е присутна појава на мошне изразено мешање на подземни води со различно потекло (сл. 194).

Од тријаски карстифицирани мермери кај селото Извор (западен дел на Кичевската Кот-

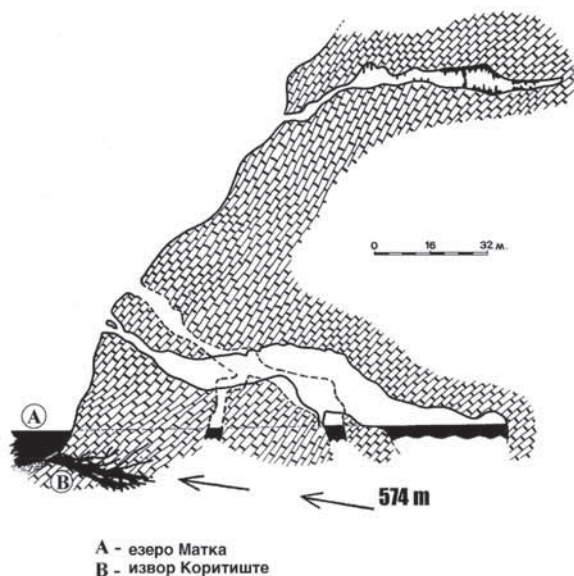


сл. 194. Шематски приказ на хидрогеолошките зони (А, В, С) и потекло на водата во изворот Рашче

лина) избива карстен врукот кој го претставува изворот на реката Треска. Врукотот се наоѓа на 750 m надморска височина и е со променлива штедрост, од 1,5 m³/s до 2,5 m³/s. Температурата на водата на овој извор изнесува 8,2°C. Изворот Казани на реката Студенчица се наоѓа во клисурестото дно на истоимената река на надморска височина од 973 m. Во 1958 година изворот за прв пат е делумно каптиран за водоснабдување на Кичево и некои населби. Во 1981 година е изграден регионалниот водовод Студенчица за водоснабдување на Кичево, Македонски Брод, Прилеп и Крушво. Изворот Казани претставува, по Василески (1997), развиено карстно извориште кое го сочинуваат пет (5) поголеми извори, од кои три избиваат од левата а два од десната страна на долината. Издашноста на врукотот е променлива и се движи од 1,25 m³/s до



сл. 195. Издашност на изворот Казани, според Василески (1997)

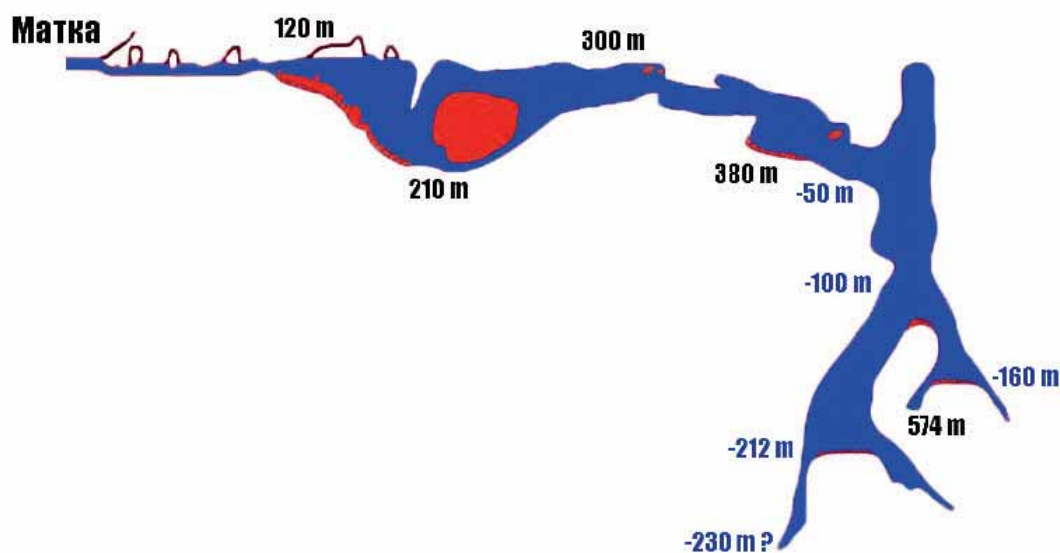


сл. 196, Корелација на пештерите во кањонот Матка и пукнатината од која избива водата (извор Коритиште) при испразнетост на вештачката акумулација Матка

2,60 m³/s (сл. 195). Според мерењата во текот на 1968 година неговата издашност паднала на минимум 680 l/s. Всушност, кај овој карстен врукот годишно се јавуваат по два минимума и два максимума на издашност. Главниот минимум се јавува во текот на месецот февруари, а вториот - секундарен во текот на септември. Главниот, или примарен максимум на издашност се јавува во мај, а секундарниот во текот на ноември. Најмалата, екстремна издашност од 350 l/s е забележана во 1973 година, додека најголемата из-

дашност од 2,68 m³/s е забележана на 07.05.1971 година (Василески 1997).

Карстното извориште на реката Белешица се наоѓа во близина на селото Горна Белица (Порече), т.е. на западните падини на планинскиот масив Јакупица (Солунска Глава, 2.540 m). Извориштето е со минимална штедрост од 320 l/s, додека максималната достигнува 2,01 m³/s. Температурата на изворската вода е 9°C (Сиџанкоски 1966). Изворот *Коритиште* се наоѓа во клисурата на реката Треска (Матка), од десната стра-



сл. 197, Шематски приказ на внатрешноста на изворот Коритиште

на, во висина на речното корито (сл. 195). Всушност, со изградба на водната акумулација Матка (1938 год), изворот е потопен. Неговата штедрост се проценува на $2 \text{ m}^3/\text{s}$. Тоа е втор по големина извор по Рашче во Скопската Котлина. Карактеристично за изворот Коритиште е тоа што неговата вода потекнува од Патишка Река, која непосредно по истоименото село понира. Француските спелеонуркачи, првично имаат влезено во внатрешноста на извор во должина од 450 m, со вкупен пад од 60 m. Во натамошните истражувања на изворот во кои учествуваат спелеонуркачи и од Италија и Белгија е дојдено до длабочина од 212 m и вкупна истражена должина од 870 m. Ваквите внатрешни карактеристики на изворот Коритиште претставуваат природен феномен од европско значење.

На составот помеѓу Церска Река и Илинска Река од една и селото Железнец од друга страна, во горниот дел на Црна Река, се јавуваат пет (5) карстни извори. Тоа е разбиен карстен врукот, кој избива од палеозојски карстифицирани мермери. Два од изворите се постојани, а другите повремени, со вкупна штедрост на сите извори од $7,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (мерено во 1996 година). Изворите се хранат од врнежи но делумно и од водите кои понираат во Церско Поле. На околу 100 m северозападно од Железнец, од левата долинска

страна, на височина од 760 m е врукотот *Црна Дупка*. Според *Гашевски* (1966) врукотот привидно пресушува, обично од 2 до 4 месеци во годината. Во април 1966 година од него истекувале $2-3 \text{ m}^3/\text{s}$ вода но веќе во јуни пресушил. Измерената температура на водата во изворот во овој период изнесувала 12°C . На околу 150 m низводно од врукотот Црна Дупка, на надморска височина од 740 m се наоѓа друг, со постојан карактер извор, со штедрост од 412 l/s . Неговата температура изнесува $11,5^\circ\text{C}$. Карстната издан од планинскиот масив Јакупица се празни преку вротоци и извори со различна штедрост, кои се наоѓаат на различна надморска височина. Такви се извориштата на реките: Бабуна, Тополка, Кадина Река, Белешница и др. На контакт помеѓу водонепропустливите прекамбриски гнајсеви и карстифицираните мермери се јавува карстниот врукот на реката *Бабуна*, со штедрост од минимум $80,0 \text{ l/s}$ и максимум 3180 l/s (мерења изведени во текот на 1985/86 година). Изворот се наоѓа на надморска височина од 1.280 m. Неговата внатрешност спелеолошки е истражена во должина од 550 m. (според најновите истражувања во должина од 2.500 m). Дел од водите во изворот потекнуваат од понорот во Бегово Поле.

таб. 15, Појава на минерални води во Република Македонија според нивната вкупна минерализација, изразено во g/l, според *Коџевски* (1987)

тектонска единица	до 1 g/l	од 1 до 3 g/l	од 3 до 5 g/l	преку 5 g/l
Српско-македонски Масив	4	13	-	-
Вардарска Зона	4	62	10	3
Пелагониски Масив	5	25	6	2
Западно-македонска Зона	6	18	9	3
в к у п н о	19	118	25	8

таб. 16, Појава на минерални води во Република Македонија според нивната температура, изразено во $^\circ\text{C}$, според *Коџевски* (1987)

тектонска единица		до 20°C	$20-34^\circ\text{C}$	$35-75^\circ\text{C}$	$75-100^\circ\text{C}$	$>100^\circ\text{C}$
Српско-македонски Масив	17	12	1	3	1	-
Вардарска Зона	79	60	10	9	-	-
Пелагониски Масив	38	37	1	-	-	-
Западно-македонска Зона	36	31	3	2	-	-
в к у п н о	170	140	15	14	1	-

Минерални, термални и термоминерални извори

Според Zis (1902) термоминералните води имаат вулканско потекло, односно се *јувенилни*. По оваа теорија, значи, водата се издвојува од магмата. Водената пара потиснувана од гасовите, се движи преку пукнатините на карпестите маси кон површината, се лади и кондензира. Со тоа се создава жешка водна струја, која првично (за прв пат) излегува на површината на Земјата. За разлика од јувенилните (плутонски) води, водите од атмосферата Zis ги нарекол *вадозни*. Според нептунската теорија минералните, како и обичните води имаат атмосферско (вадозно) потекло. Тоа се инфилтрирани води, кои при подземното движење се збогатуваат со минерали, односно повеќе или помалку се минерализираат. Некои од ваквите подземни води, по релативно кратко „патување“, на релативно помала длабочина, извираат како студени минерални води. Други, пак, гравитираат доста длабоко. Со тоа имаат можност повеќе да се загреат и како такви - термални и термоминерални води, извираат на површината. Во текот на 1946 година Mortel изнел мислење дека во современите истражувања, поправилно е да се прифати дека водата кај многу термални извори е со мешовито потекло. Со други зборови, според спомнатиот автор, таквите води претставуваат мешавина на вадозни и јувенилни води, чиј однос е променлив.

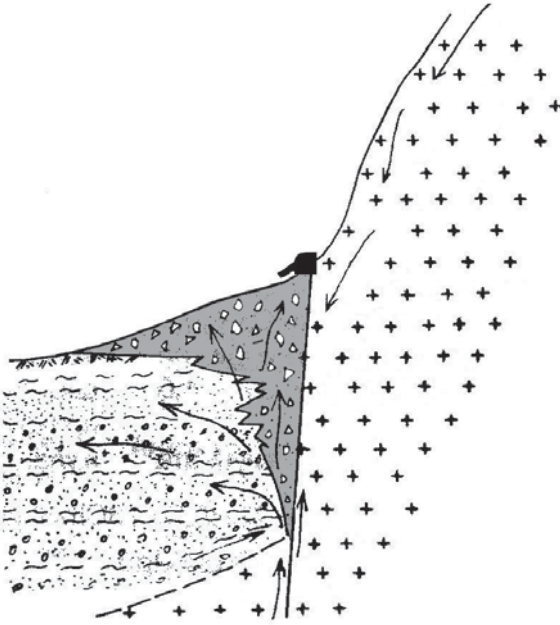
Значењето и вредноста на минералните води главно се одредува по нивниот хемиски состав или според лековитите дејства. Класификацијата е можна и врз основа на други критериуми, особено според нивната температура. Според температурата се делат на студени, субтермални и термални води. Студените води се поделени на: исклучително студени, со температура под 0°C, мошне студени (од 0°C до 4°C) и студени води, со температура помеѓу 4°C и 20°C. Субтермалните води се делат на топли (од 20°C до 37°C) и жешки. Вторите се со температура од 37°C до 50°C. Термалните води се поделени на мошне жешки, со температура помеѓу 50°C и 100°C и исклучително жешки со температура над 100°C. Според минерализацијата, како минерални води се сметаат оние кај кои минерализацијата е поголема од 1 g/l. Ваквите води може да бидат: хлоридни, хидрокарбонатни и сулфатни.

На територијата на Република Македонија како резултат на мошне сложениот геолошки состав се застапени различни типови карпи,

почнувајќи од најстарите прекамбриски метаморфити со висок кристалитет па до најмладите неогени и квартерни седиментни комплекси, како и големи површини со еруптивни карпесте маси, почнувајќи од ултрабазни па до крајно кисели и алкални магматски карпи. Воедно, самиот тектонски склоп и воопшто еволуцијата на теренот, имаат битно значење за појавата на термоминерални и минерални води. Главно ваквите води се наоѓаат во непосредна врска со тектонски активните раседи. Минералните и термоминералните води во зависност од тоа во која структурна единица се наоѓаат, повеќе или помалку по своите физички и хемиски својства меѓусебно се разликуваат. Најмногу ги има во тектонски мошне лабилната Вардарска Зона, потоа во Западно-македонската Зона, како и во подрачјата што се во непосредна близина со нив.

На терените на *Западно-македонската Зона* на повеќе места се јавуваат термоминерални води со различна издашност, температура и минерализација, како и со различен хемиски состав. Најпознати меѓу нив се термоминералните извори во селото Бањиште и Косоврасти - дебарско. Хидротермалните појави во западните делови на Македонија се наоѓаат на значајна „здробена“ зона, која, освен по геотермални е позната и по сеизмичките манифестации. Зоната се протега од Охрид на југ, преку долината на Црн Дрим, Дебар и Пешкопеа до рамката на Метохија на север. Во околината на Струга, на неколку места се сретнуваат минерални води. Такви се кај селото Мраморец, каде појавата претставува каптиран извор во самото село (0,5 l/s). Во селото Арилево се наоѓа, исто така, каптиран извор со штетност од 1,2 l/s и температура на водата од 12°C. Нејзината минерализација изнесува 2,78 g/l. Издашноста на изворот кај Велмеј варира од 1 до 5 l/s. Неговата температура е 10°C а минерализацијата 1,22 g/l. Кај селото Пополжани - кичевско од каверозни и испукани варовници се јавува доста издашен извор. Неговата штетност во текот на годината варира од 100 до 150 l/s. Изворот е со вкупна минерализација од 1,14 g/l и температура на водата од 12°C. Во истата област минерални води се сретнуваат и кај селата Козица (14°C) и Свињишта (11°C). Ги има и кај селото Алданци - крушевско, Журче - Демир Хисар итн.

Во долината на реката Пена, на околу 5 km надводно од Тетово, има повеќе појави на студени минерални води. Кај напуштената бања на овој локалитет температурата на водата изнесува 30°C. Во рамковниот дел на Долни Полог, исто така, се сретнуваат термоминерални и минерални води. Земено воопшто на подрачјето на



сл. 198, Термален извор кај Банско (Струмичка Котлина), според Кошевски (1987)

Западно-македонската Зона се регистрирани 36 појави на минерални, термални и термоминерални води.

Во Пелагонискиот Масив нема појава на термални и термоминерални води со висока температура. Меѓутоа, овде, на повеќе места има појави на минерални води чија температура е обично под 21°C . На овие простори се истражени вкупно 38 локалитети на минерални води, но веројатно ги има и повеќе (Кошевски 1987). Минералните, главно преливни води во Пелагониската Котлина се јавуваат во неогените наслаги. Тие се богати со растворени и слободни гасови, особено со CO_2 . Во прилепскиот дел на Пелагонија минерални води се сретнуваат кај селото Штавица, Дебриште, Заполжани, Крушевјани, Долнени итн. Во областа Мариово, на повеќе локалитети, исто така, се сретнуваат минерални извори. Таков е изворот со минерална вода во реонот на селото Рапеш (битолски дел на Мариово) и Будимирци, со вкупната минерализација од $2,9 \text{ g/l}$. Минералната вода кај Маково е со температура од 14°C , кај Витолиште 15°C итн. Неколку појави на солени води се сретнуваат и кај Богомила. Се наоѓаат на тектонска зона која се протега од десната страна на реката Бабуна, од Нежилово до Богомила.

Во Вардарската Зона се проучени вкупно 79 појави на минерални, термални и термоминерални води, од кои, покарактеристични се во Гевгелиската, Кочанската, Скопската и Кума-

новската Котлина. Гевгелиската Котлина, која претставува неопредељена е мошне интересна во поглед на постоењето на термоминерални води и тоа, како кај селото Негорци така и кај селото Смоквица. На вториот локалитет, во алувиумот на реката Вардар, природно се јавуваат повеќе извори со термоминерална вода. Интересен терен во рамките на Вардарската Зона претставува и Кочанската Котлина. Во реонот на Долни Подлог, во текот на 1978 година е откриено „жариште“ на термоминерална вода, која зафаќа големо хоризонтално и вертикално распространување. Според температурата од 83°C засега е најтопла вода на територијата на Република Македонија. Термоминералните води во Кочанската Котлина се наоѓаат на дислокација која претставува граница помеѓу Српско - македонскиот Масив и Вардарската Зона. Посебна важност имаат и термоминералните води во околината на Штип, т.е. на локалитетите Лци и Кежовица. Носители на оваа вода се гранитите. Нивната температура изнесува од 58°C до 60°C . Во југо-источниот, рамковен дел на Скопската Котлина, се наоѓа Катлановска Бања. На оваа вода носители се мермеризирани варовници. Нејзината температура достигнува до 60°C . Теренот на овој простор претставува „мозаик“ на раседи и пукнатини, низ кои циркулира термоминералната вода. Создадени се и „ридови“ од бигор, што говори дека и во минатото имало голема циркулација на подземни води. Во реонот на Волково - Кучково, по природен пат, исто така, се јавуваат повеќе извори со минерална вода, чии температури главно се движат помеѓу 12°C и 25°C . Во реонот на Липково се наоѓаат минерални води кои содржат доста CO_2 . Посебно значајна за Кумановската Котлина е термоминералната вода кај селото Проевци (Кумановска Бања). Носители на оваа вода се мермеризирани карстифицирани варовници. Водата е богата со CO_2 , со температурата која варира од 27°C до 39°C .

Во Српско-македонскиот Масив се регистрирани 17 појави на термоминерални и минерални води. Значајна е појавата на термоминерални води кај селото Банско во Струмичката Котлина, чии температури се движат од 60°C до 73°C (сл. 198). Минерални води се застапени и кај селото Раклеш, Јоргулица и Радичево - радовнишко, потоа во реонот на Пехчево, Габрово и други локалитети во Делчево. Ги има и во околината на Кратово, кај селото Сушица во Струмичката Котлина итн. Термоминералните води се застапени и во околината на Кочани (Кочанска Бања), Истибања и Долни Подлог, кои всушност се наоѓаат на границата со Вардарската Зона.

РЕЧНИ СЛИВОВИ

Реките во Република Македонија припаѓаат на *Егејскиот* и *Јадранскиот*, а мал дел, од само 44 km² припаѓа и на *Црноморскиот* сливно подрачје. Сливните подрачја на територијата на Република Македонија меѓусебно се разликуваат по својата површина, густината на речната мрежа и според плувиометрискиот режим на реките. Вододелниците на трите морски слива се главно долж планинските сртови, висорамнини и превали, а само на места се на помали височини.

Сливните подрачја на територијата на Република Македонија припаѓаат на три главни речни системи. Тоа се сливовите на *Вардар*, *Црн Дрим* и *Струмичка Река*. Според големината на прво место доаѓа сливното подрачје на реката Вардар, потоа на Црн Дрим и на крајот е сливот на реката Струмица. Од вкупната територија на Република Македонија (25.713 km²), реките од сливното подрачје на Вардар дренираат површина од 20.535 km², или 80 % од територијата (Гашевски 1978). Сливот на Црн Дрим со Охридско-преспанското подрачје зафаќа 3.350 km² (13 %), додека на сливот на Струмичка Река припаѓаат 1.535 km², или само 7 % од територијата на Република Македонија.

Егејско, Јадранско и Црноморско сливно подрачје

Егејскиот речен слив е најголем во Република Македонија. Зафаќа површина од 22.319 km², или 87 % од нејзината територија. Него го сочинуваат сливот на реката Вардар, со површина од 20.535 km² (80 % од територијата), сливот на Струмичка Река, со површина од 1.535 km² (7 % од територијата) и сливната површина на Циронска Река, со површина од само 129 km².

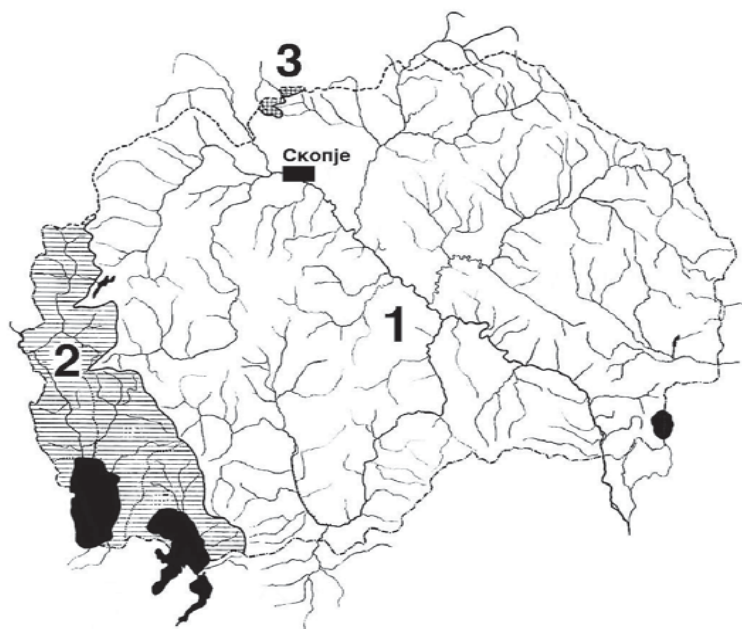
Реките на Егејскиот слив, поголемите од нив, главно имаат композитен карактер, т.е. наизменично течат низ котлини и клисурести долини. Во котлините течат бавно и имаат одлики на рамничарски реки, додека во клисурите се значително побрзи. Во текот на годината водостојот им се менува, што директно зависи од количеството на врнежите. Висок водостој имаат во пролетните и есенските месеци а низок во текот на летото.

Јадранскиот речен слив во Република Македонија го сочинува поречието на Црн Дрим. Преку ова сливно подрачје се одводнуваат западните и југозападните делови на Република Македонија (сл. 199). Вкупната површина на сливното подрачје изнесува 3.350 km², или 13 % од територијата на Република Македонија. На Јадранското сливно подрачје припаѓаат и сливните површини на Охридското и Преспанското Езеро.

Црноморското сливно подрачје зафаќа незначителен дел од територијата на Република Македонија, т.е. само 44,0 km². Тоа се наоѓа на северната страна на Скопска Црна Гора (Рамно, 1.651 m), каде извира Биначка Морава. Нејзините води, преку реката Морава и Дунав се вливаат во Црно Море.

Сливот на реката Вардар, иако во најголем дел се наоѓа на територијата на Република Македонија, во својот долен дел, заедно со утоката припаѓа на соседна Грција. Воедно, дел од сливните површини на неговите северни притоки - Пчиња и Лепенец се наоѓаат во Србија. Според тоа, апсолутната површина на сливното подрачје на реката Вардар ја надминува територијата на Република Македонија и изнесува 28.410 km². Во ова, најголемо сливно подрачје, интересен е и односот на притоците кои дотекуваат од десната, односно од левата страна на реката Вардар. Од десната страна на Вардар дотекуваат 15 поголеми притоки, со вкупна површина на нивните сливни подрачја од 10.662 km². За поголеми леви притоки на Вардар се сметаат 22, со нешто помала вкупна сливна површина - 9.307 km² (Гашевски 1978).

Сливот на Црн Дрим, на кој припаѓа и сливната површина на Охридското Езеро, е со површина од 2.590 km², додека со непосредното сливно подрачје на Преспанското Езеро има површина од 3.350 km². Сливната површина на акваториумот на овие езера делумно припаѓаат на соседните Албанија и Грција. Така, на пример, од вкупните 4.370 km² (Охридското со Црнодримското подрачје со 3.010 km² и Преспанското со 1.360 km²) на Албанија и припаѓаат 696 km² (15,9 %), додека на Грција 324 km² (7,4 %). Значи, најголемиот дел - 3.350 km² (76,7 %) се наоѓа во Република Македонија. Непосредно сливот на Црн Дрим во нашата земја, низводно од Струга е со површина од 1.567 km². Воедно, како сливна целина е со најголема средна височина (1.160 m), т.е. зафаќа голем дел од планинските територии во западниот дел на Маке-



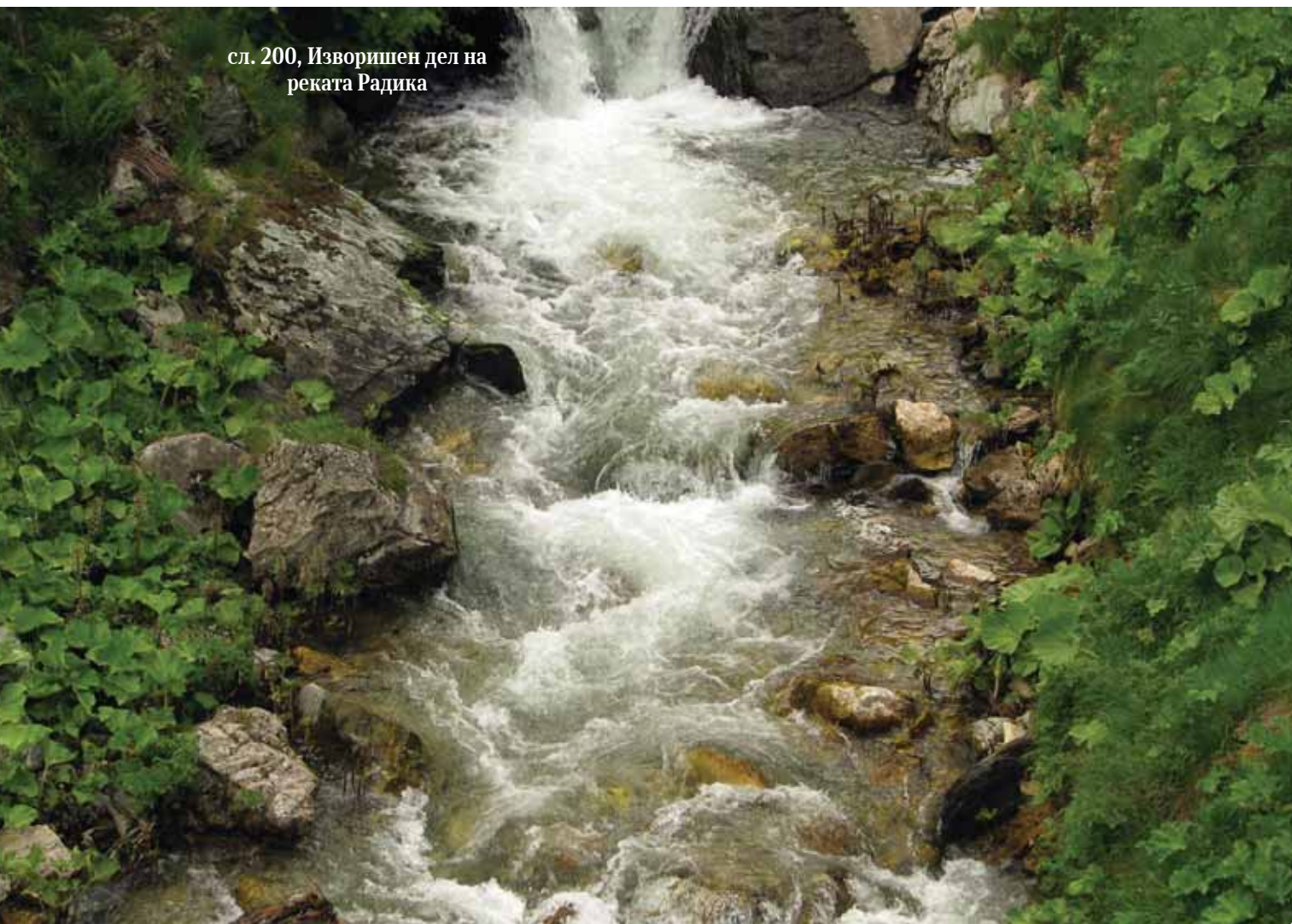
1, Егејско сливно подрачје (слив на реката Вардар и Струмичка Река), 2. Јадранско сливно подрачје (слив на реката Црн Дрим), 3. Црноморско сливно подрачје (слив на Биначка Морава).

сл. 199, Речни сливови и речна мрежа во Република Македонија

донија. За разлика од Црн Дрим, кој нема позначајни притоки (во соседна Албанија е најголема и најзначајна река), Радика има четири поголеми притоки. Нивна засдничка особеност е што сливните површини им се формирани во најголем дел на височина од над 1.500 m.

Сливот на реката Струмица, кој се наоѓа во југоисточниот дел на Република Македонија, е со правец на истекување северозапад - југоисток. Долниот (источен) дел на сливот е на територијата на Република Бугарија.

сл. 200, Изворишен дел на реката Радика





сл. 201, Дел од коритото на Градешка Река, лева
притока на Црна Река во Мариово

ПОВРШИНСКИ ВОДОТЕЦИ (РЕКИ) ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

За појава на речните текови се потребни два темелни услови, и тоа: количествата на врнежите да се поголеми од испарувањето и понирањето и да постои хидрогеолошки погоден терен на кој, поради влијанието на Земјината тежа би течело вода и би го градела (всекувала) своето корито во подлогата.

Според присутноста на вода во коритото во текот на годината, или според механизмот на оттекување се разликуваат: *посиојани*, *сезонски* и *повремени* (епизодни) водотеци. Во коритата на постојаните водотеци секогаш има вода. Такви се реките во умерените географски широчини, каде годишното количество на врнежи е над 250 mm. Со такви карактеристики се најголемиот број наши реки. Во тропските предели за појава на постојани водотеци потребни се годишни количества на врнежи поголеми од 500 mm, а во екваторијалните над 1.000 mm. Сезонските водотеци во текот на годината имаат периодично вода во своето корито. Во текот на сушниот период (лето) речните корита им се редовно без вода. Ваквите водотеци се типични за степските предели. Кај нас најмногу се јавуваат на просторите со годишни суми на врнежи пониски од 550 mm, т.е. во централните делови на Република Македонија (Средно Повардарие). Коритата на повремени водотеци најчесто се без вода. Такви се реките во пустинските предели. Низ ваквите корита протекува вода само после ненадејни и големи врнежи. Кај нас вакви карактеристики имаат реките понорници, долж чии корита водата понира низ бројни поголеми или помали пукнатини. Таков е примерот со Сува Река, која претставува морфолошко продолжение на понорницата Патишка Река.

Создавањето на рецентната речна мрежа, т.е. на денешните реки на територијата на Република Македонија е тесно поврзано со неотектонските, но и со претходните геотектонски процеси на овие простори. Пред настанувањето на првите грабенски структури (Скопска, Кумановска, Пробиштипска), како и на останатите депресији во централните делови на Македонија, хидрографската мрежа драстично се разликувала од денес присутната. За ваквото нешто говорат остатоците на делови на некогашните „преграбенски“ речни долини, како: Калдрми Богаз, Плетвар, Ѓавато итн.

Може да се насети дека до средината на миоцен (до пред 15 милиони години), речната мрежа била насочена кон централните делови на Македонија, односно кон еоценската мегадепресија. Имено, кон крајот на еоцен (пред 40 милиони години), како резултат на пиринејската орогенеза завршува морската трансгресија, т.е. доаѓа до повлекување на горноеоценскиот морски залив на Паратетис. Оттогаш, на овие простори, низ целиот олигоцен се до средината на миоцен (околу 25 милиони години) владее континентален режим, односно речната мрежа е насочена кон еоценската мегадепресија во централните делови на Македонија.

На почетокот на среден миоцен (пред 18,6 милиони години) со зародување на Скопскиот, Кумановскиот и Пробиштипскиот грабен, а по-

тоа, кон крајот на среден миоцен (пред околу 12 милиони години) со создавањето на Велешкиот и Тиквешкиот грабен, како и Мариовскиот на почетокот на горен миоцен (пред околу 10 милиони години), дотогашната олигомиоценска речна мрежа е раскршена. Тоа особено доаѓа до израз во текот на плиоцен, кога се создаваат и останатите грабенски структури во источните, а особено во западните делови на Република Македонија.

Во текот на плиоцен и посебно кон крајот на плиоцен, поради максималната езерска трансгресија (сл. 113), речната мрежа се одликува со кратки водни текови кои се вливале во тогашните езерски басени. Со величественост настан во неотектонската етапа, т.е. пропаѓањето на „Егеида“ и создавањето на Егејското Море, долната ерозивна база е драстично спуштена, што пак има за последица истекување на најголемиот број езера од територијата на Македонија. Бидејќи езерските басени меѓусебно комуницираа, во најголем дел со езерски теснини, на ваквите простори се создаваат клисурести долини, додека на дната на некогашните езера (во котлините) реките се стекнуваат со рамничарски карактер. Оттаму сите поголеми реки во Република Македонија, вклучително и реката Вардар, имаат композитен карактер на своите долини, односно наизменично течат низ котлински и клисурести делови.

Вардар

Вардар е најголемата и најзначајна река во Република Македонија. Нејзината вкупна должина на територијата на Република Македонија изнесува 301 km, додека до неговата утока во Егејско Море е со должина од 388 km (Гашевски 1977).

Реката Вардар извира од карстен врток кај селото Вруток (683 m нв) во јужното подножје на Шар Планина (сл. 191). Територијата на Република Македонија ја напушта кај Гевгелија, на 45,7 m надморска височина. Основна карактеристика на неговата долина, како и на долините на неговите главни притоки (Пчиња и Брегалница од левата и Треска и Црна Река од десната страна) е композитниот карактер со смена на котлински и клисурести делови. Вардар има типично композитна (полигенетска) долина, составена од пет клисури (Дервенска 21,5 km, Таорска 31 km, Велешка 22 km, Демир Капија 19,5 km и Циганската 6 km) и пет котлини (Полошка 63,5 km, Скопска 50 km, Велешка 7,5 km, Тиквеш 55 km и Гевгелиско-валандовската 30 km).

Вкупниот пад на коритото на територијата на Република Македонија е 640 m, додека просечниот 2,1 ‰, а до вливот во Егејско Море 1,7 ‰. Меѓутоа, поради композитниот карактер на неговата долина, просечниот пад се разликува во котлините во однос на оној во клисурестите делови. Така, на пример, просечниот пад на коритото во изворишниот дел на Вардар изнесува 32,8 ‰. Во Долен Полог е веќе само 1,4 ‰, Дервенската Клисура 6,5 ‰, додека во долниот дел на Скопско Поле 0,4 ‰ (во Скопската Котлина 1,3 ‰). Во Таорската Клисура просечниот пад на коритото изнесува 2,5 ‰, во Демир Капија 1,4 ‰, а во Тиквеш и Гевгелија 0,7 ‰.

Средниот протек на водите на реката Вардар при неговата утока (Егејско Море) изнесу-

ва 174 m³/s (Сшојмилов 2003). Меѓутоа, при повеќегодишни сушни периоди протекот значително се намалува, додека во врнежливите е поголем. Просечниот годишен протек за периодот 1949 - 1992 година, кај водомерната станица Гевгелија изнесува 149,3 m³/s (Сшојмилов 2003). За време на сушниот период, од 1984 до 1994 година протекот бил 103,6 m³/s. Карактеристично е што средниот годишен протек постепено се зголемува од изворот до утоката во Егејското Море. Така, на пример, во Полог изнесува 25,23 m³/s, додека во Гевгелиско-валандовската Котлина е 144,9 m³/s. Водостојот на реката Вардар по месеци во текот на годината е, исто така, променлив. Во Скопје максималниот водостој се јавува во мај додека минималниот е во септември (таб. 17).

Поплавите, покрај загаденоста на речната вода се еден од најголемите проблеми што ги предизвикува реката Вардар. Поплавите се карактеристични за рамничарските делници на реката, особено во долните делови на котлините што е резултат на морфологијата (издигнување) на неговото корито. Некои од регистрираните поплави имале и катастрофални последици, особено карактеристично за Скопската Котлина па и за самиот град Скопје. Големи штети предизвикала полавата во 1962 година, кога кај водомерната станица до Железниот Мост во Скопје е измерен максимален водостој од 345 cm.

Температурата на водата во реката Вардар е во зависност од температурата на воздухот, температурата на суспендираниот нанос (честички) во речната вода и од температурата на дното на речното корито (се загрева од сончевите зраци што продираат до него). Промената на температурата на речната вода е во тесна врска со сезонската промена на температурата на воздухот. Така, на пример, средногодишната температура

таб. 17. Просечен месечен максимален (М) и минимален (м) водостој на реката Вардар во 1988 година, според Сшојмилов (2003)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	cm
1 М	178	166	154	172	215	189	145	138	133	156	100	111	154
м	122	100	98	114	141	102	90	80	78	88	100	111	101
2 М	155	114	125	181	196	133	82	91	64	104	99	134	123
м	94	75	79	108	107	64	55	48	42	52	60	70	71
3 М	174	100	120	266	226	118	73	85	64	102	99	142	130
м	98	78	84	118	112	60	42	40	38	47	64	76	71

мерна станица: 1. Радуша, 2. Скопје, 3. Велес



сл. 202, Реката Вардар во Таорската Клисура

таб. 18, Основни хидрографски показатели на поголемите притоки на реката Вардар
подолги од 20 km, според Гаиевски (1978)

име на реката	Пр	долж km	извор m	влив М	вк. пад m	рел. пад ‰	површина km ²	вододел km ²	ср внс m
Лакоица	Л	20,5	1.380	515	865	42,0	220	64	1.040
Маздрача	Л	24,5	2.250	470	1.780	73,0	140	58	1.310
Боговинска	Л	20,0	2.340	450	1.890	95,0	72	46	1.520
Пена	Л	37,0	2.400	415	1.985	54,0	192	39	1.560
Треска	Д	138,0	740	261	479	3,7	2.068	293	1.010
Лепенец	Л	75,0	1.860	253	1607	21,0	770	160	950
Маркова	Д	29,0	1.400	231	1.169	40,0	352	93	960
Кадина Р.	Д	34,0	1.900	212	1688	50,0	184	71	1.080
Пчиња	Л	135,0	1.660	191	1.469	10,9	2.840	324	760
Отовица	Л	20,5	540	163	377	18,0	153	44	440
Тополка	Д	45,0	2.010	157	1.853	41,0	313	80	760
Бабуна	Д	65,0	1.760	155	1.605	25,0	612	130	800
Брегалница	Д	225,0	1.720	137	1.583	7,0	4.307	338	720
Црна Река	Д	207,0	760	129	631	3,1	5.890	379	860
Ваташка	Д	33,5	860	125	735	22,0	135	70	490
Бошава	Д	38,0	1.070	95	979	26,0	460	98	930
Стара Река	Д	25,0	1.180	62	1.118	45,0	85	50	570
Анска Река	Л	22,0	550	58	492	22,0	168	60	400
Кованска	Д	24,0	1.700	53	1.647	69,0	62	44	600
Серменинска	Д	24,0	1.700	46	1.476	49,0	180	70	680
Конска Река	Д	30,0	1.520	46	1.476	49,0	180	70	680
ВАРДАР*		301,0	683	45,7	637	2,1	22.650	1.450	790

*на територијата на Република Македонија

на водата на реката Вардар кај Скопје изнесува $11,8^{\circ}\text{C}$. Овде е највисока во јули и август ($17,8^{\circ}\text{C}$), додека најниска во јануари, $-5,9^{\circ}\text{C}$ (Дукић 1984). Максималната дневна температура на водата се јавува во втората половина на јули и првата половина на август, што е особено карактеристично за долниот тек на реката. Кај Демир Капија е забележана максимална вредност на температурата на речната вода од $25,5^{\circ}\text{C}$ (Спојмилов 2003).

Поголеми леви придојки на реката Вардар

Реката Пена е најдолга притока на реката Вардар што доаѓа од делот на Шар Планина кој припаѓа на територијата на Република Македонија. Нејзиниот извор се наоѓа на јужната страна на циркот Џини Бег, во ливадеста зарамнина на височина од 2.400 m. Температурата на водата во изворот е само 2°C . Должината на реката Пена, од изворот до нејзиниот влив во реката Вардар (415 m) кај селото Желино изнесува 29,7 km. Поважни притоки на Пена се: Кривошијска, Лешничка, Чепеновска, Скакалска, Караниколска, Бродечка Река и др

Лејенец е една од неколкуте реки што доаѓаат на територијата на Република Македонија, т.е. не претставува домицилна река. Извир на северната страна на Шар Планина, источ-

но од Призрен, на надморска височина од 1.860 m. Северно од Качаник својот дотогашен правец запад - исток го насочува кон југ - југоисток. На територијата на Република Македонија влегува кај Блаце и низ нејзе тече во должина од 21 km. Вкупната должина на реката изнесува 75 km, а зафаќа сливна површина од 770 km^2 . Во реката Вардар се влива кај Злокуќани (Скопска Котлина) на надморска височина од 253 m. При вливот располага со среден протек од $10\text{ m}^3/\text{s}$.

Реката Пчиња по реката Брегалница е втора по големина лева притока на реката Вардар. Нејзиниот изворишен и горен тек е на територијата на Србија. Изворот на реката Пчиња се наоѓа на планината Дукач, во подножјето на врвот Бела Вода, на надморска височина од 1.660 m (на територија на Република Македонија). Должината на Пчиња изнесува 135 km. Во Вардар се влива во почетниот дел на Таорската Клисура, на надморска височина од 191 m. Релативниот пад на реката Пчиња е со вредност од 10,9 ‰ (Гашиевски 1979). Нејзиното сливно подрачје зафаќа вкупна површина од 2.840 km^2 . Поголемиот дел од сливот, или 2.317 km^2 е на територијата на Република Македонија. Во Вардар средногодишно внесува $16\text{ m}^3/\text{s}$ вода. Минималниот протек кај Катланово и изнесува $1,30\text{ m}^3/\text{s}$, додека максималниот достигнува до $702\text{ m}^3/\text{s}$ (Спојмилов 2003). Пчиња, како и останатите поголеми притоки на реката Вардар, има композитен карактер, со клисурести и рамничарски делници.



сл. 203, Дел од реката Брегалница во близина на селото Бекирлија

таб. 19, Основни хидрогеографски карактеристики на поголемите притоки на реката Брегалница, подолги од 20 km, според Гашевски (1979)

име на реката	ст	долж km	извор m	влив m	вкуп пад m	рел пад	површина km ²	вододел km ²	сред вис m
Ратевска Река	Л	24	1.550	803	747	31,1	138	55	1.090
Каменица	Д	23	1.540	445	1.395	60,6	115	53	1.110
Осојница	Л	32	1.260	345	915	28,6	327	78	880
Оризарска Река	Д	30	1.510	326	1.184	39,5	198	62	800
Зрновска Река	Л	23	1.420	325	1.095	47,6	2.068	46	1.160
Кочанска Река	Д	34	1.630	295	1.335	39,3	198	70	800
Злетовска Река	Д	50	1.620	293	1.327	26,5	460	115	830
Козјак	Л	22	960	280	680	30,0	60	46	1.160
Сува Река	Л	23	820	276	544	23,6	70	43	550
Крива Лакавица	Л	42	570	251	319	7,6	425	100	540
Светиниколска	Д	35	610	203	407	11,6	665	105	410
БРЕГАЛНИЦА		225	1.720	137	1.583	7,0	4.307	338	720

Помеѓу Ново Село (Србија) и селото Пелинце на територијата на Република Македонија, Пчиња изградила клисуреста долина во должина од околу 15 km. Бислимската Клисура, помеѓу вливот на Кумановска Река и селото Пчиња е долга 6 km, додека Бадерската Клисура, помеѓу Катланово и нејзиниот влив во реката Вардар е со должина од 9,5 km. Карактеристично за сливот на оваа река е присуството на интензивна ерозија. Пчиња, заедно со притоците (Петрошница, Крива Река, Липковска и др) депонира огромни количества наносен материјал. По врнежите нејзината вода редовно се заматува.

Реката *Брегалница* е најголемата лева притока на Вардар, односно со својата должина од 225 km (Гашевски 1979) е втора по должина река во Република Македонија. Брегалница извира источно од Берово. Развиеноста на нејзината изворишна челенка овозможило создавање на повеќе помали водотеци. За главен извор на реката се смета изворот под врвот Ченгино Кале (1.745 m), на височина од 1.720 m. Како што е напоменато, должината на Брегалница изнесува 225 km, со среден пад на речното корито од 7 ‰. Вкупната површина на нејзиното сливно подрачје е 4.307 km². Средениот годишен протек при вливот на Брегалница во реката Вардар е 28 m³/s. Максималниот достигнува до 640 m³/s, додека при екстремно минимален протек речното корито е речиси суво.

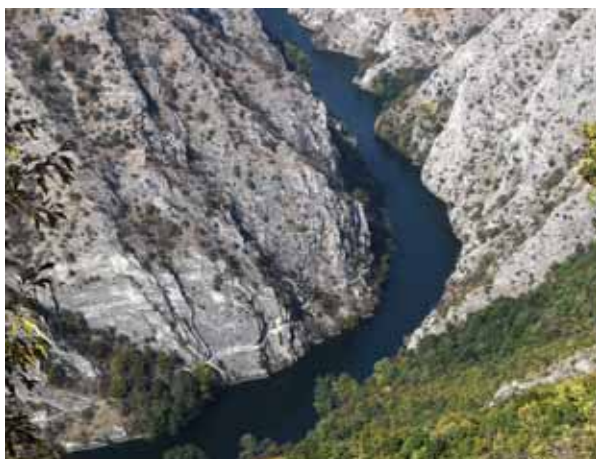
Долината на Брегалница, што е карактеристично и за останатите поголеми речни текови во Македонија, има типично композитен карактер, односно наизменично се јавуваат клисурес-

ти и рамничарски делници. Помеѓу Беровската и Делчевската Котлина (Пијанец) е Разловечката Клисура, а веднаш по Делчево започнува импозантната Истибањска Клисура со должина од 39 km. Во долниот дел, до вливот во реката Вардар, односно помеѓу Кучукол (Иланца, 644 m) и Слан Дол (Кур Тепе, 560 m) Брегалница изградила повеќе вкештени меандри (Manakovic 1977).

Анска Река претставува последна од поголемите леви притоки на Вардар. Нејзината должина изнесува 22 km. Анска Река извира во југозападниот дел на Беласица, во подножјето на врвот Џами Кран (1.198 m) на надморска височина од 1.080 m. Во реката Вардар се влива во близина на селото Миравци, на 46 m надморска височина. Вкупната површина на сливот на Анска Река изнесува 168 km². Таа, западно од Башибоз се стекнува со рамничарски карактер, т.е. тече низ Валановско Поле до нејзиниот влив во реката Вардар.

Поголеми десни притоки на реката Вардар

Реката *Треска*, која во Кичевската Котлина е позната под името Голема Река, по реката Брегалница и Црна Река е трета по големина притока на Вардар. Треска извира од силен карстен врток (1,5 - 2,5 m³/s) кај селото Извор во западниот (рабен) дел на Кичевската Котлина, на надморска височина од 750 m. Треска во реката



сл. 204, Дел од кањонот Матка на реката Треска, и реката Треска при испуштање на вештачката акумулација Матка

Вардар се влива кај Сарај во Скопската Котлина. Површината на нејзиното сливно подрачје изнесува 2.068 km², додека должината и достигнува 130 km. Просечниот пад на речното корито и изнесува 3,7 ‰. Нејзиниот среден протек при вливот во реката Вардар е 30 m³/s. При мали води протекот се намалува на 3,33 m³/s додека при големи води, кои се јавуваат во пролетните и есенските месеци се зголемува на 167 m³/s. Максималното водно количество на Треска е забележано на 16 ноември 1962 година кога достигнало 792 m³/s. При ова, заедно со водите на реката Вардар, Треска го поплавила Скопје.

Композитниот карактер на долината на реката Треска е претставен со Кичевската Котлина, Бродската Клисура (10 km), помеѓу Пласница и Македонски Брод, Поречкиот Басен и од селото Здуње до Шишево со импозантната клисура Матка (30 km), која во одделни делови има и кањонски карактер (сл. 204). Треска има повеќе притоки. Во Кичевската Котлина во нејзе се вливаат Брежданска Река (десна притока), Студенчица (25 km), Зајаска Река (27,1 km) и Рабетинска Река (12,2 km), додека во Поречкиот Басен како леви притоки се истакнуваат Слатинска (16,2 km) и Мала Река (27 km). За сливот на реката Треска посебно е карактеристично појавата на неколку моќни карстни врutoци. Такви се: Извор (1,5 - 2,5 m³/s), Питран (800 l/s), Казани (1,25 - 2,60 m³/s) Пешна (560 l/s), Белешница (320 l/s - 2,01 m³/s) и Коритиште со издашност од 2,0 m³/s.

Маркова Река извира на северните падини на врвот Убава (2.353 m) - планиски масив Јакупица, на надморска височина од 1.400 m. Во реката Вардар се влива помеѓу селата Горно и Долно Лисиче, на надморска височина од 231

m. Должината на Маркова Река изнесува 29 km, додека сливната површина и изнесува 352 km². Просечниот пад на речното корито е со вредност од 40 ‰. Преку Сува Река, на сливот на Маркова Река морфолошки припаѓа и сливното подрачје на Патишка Река. Меѓутоа, процесот на карстификација условил водите на Патишка Река да понираат непосредно по истоименото село (сл. 182). Нејзините води истекуваат во кањонскиот дел на реката Треска (Матка) преку изворот Коритиште (2 m³/s). Во летниот период, најчесто на неколку километри подолу од Марковиот Манастир коритото на Маркова Река пресушува.

Кагина Река се наоѓа во крајниот јужен, рамковен дел на Скопската Котлина. Извира во северниот дел на планината Шашковица (2.121 m), под стрм отсек (Јурукова Карпа) на надморска височина од 2.000 m. Во реката Вардар се влива во почетниот дел на Таорската Клисура на 212 m надморска височина. Сливот на Кагина Река е со површина од 175 km², додека нејзината должина е 33 km. Вкупниот пад на речното корито изнесува 1.788 m, со просечен пад од 54,18 ‰ (Колчаковски 1982). Кагина Река има неколку помали притоки, главно од нејзината десна страна. Такви се: Ајлагица (6,0 km), Мала Река (5,6 km), Дејковска Река (10,7 km). Во изворишниот дел на Салаковска Река (лева притока на Кагина Река), на 2.180 m надморска височина се наоѓаат две глацијални езера (сл. 232).

Црна Река (207 km) по Брегалница (225 km) е втора по должина притока на реката Вардар. Црна Река извира во Демир Хисар. Нејзиниот изворишен дел ја сочинуваат две рекички, Илинска и Церска Река. Преде селото Железнец тие се спојуваат и продолжуваат да течат под заедничко име Црна (Сџојмилов 2003). Се-

пак, како извор на реката се сметаат неколкуте разбиени карстни врutoци кај селото Железнец. Меѓу нив се истакнува врutoкот Црна Дупка со штедрост од околу 2-3 m³/s. Во Вардар се влива кај археолошкиот локалитет Стоби (Тиквешка Котлина) на надморска височина од 129 m. Должината на речниот тек и изнесува 207 km, со среден пад од 3,1 ‰. Нејзиниот среден протек

при вливот во реката Вардар е 37 m³/s. Сливот на Црна Река зафаќа површина 5.890 km², од што, на територијата на Република Македонија припаѓаат 5.130 km². Според површината на сливот и според количеството вода што го внесува во Вардар, Црна Река е најголема негова притока.

Црна Река тече низ четири просторно-морфолошки различни области. Во горниот дел, до



сл. 205, Дел од Црна Река (Скочивирска Клисура) во областа Мариово



сл. 206, Заезерен дел на Црна Река (Тиквешко Езеро)

селото Бучин, со правец запад - исток, тече низ Демир Хисар. Нејзината долина овде има претежно клисурест карактер со неколку помали ерозивни проширувања. Просечниот пад на речното корито на овој потег е 4 %. Од Бучин свртува на југоисток до Тополчани, а потоа тече на југ низ пространата Пелагониска Котлина. Кај утоката на нејзината десна притока - Елешка Река, која доаѓа од соседна Грција, Црна Река лактесто свртува кон исток, од каде започнува Скочивирската Клисура. Низ Пелагонија, Црна Река има типично рамничарски карактер со меандерски тек и просечен пад од најмногу 1,6%. Третата, засебно изразена делница на Црна Река ја сочинува маркантната Скочивирската Клисура (сл. 204). Таа е долга речис 80 km, делумно е кањонеста, со голем број брзаци. Просечниот пад на речното корито низ Скочивирската Клисура се движи помеѓу 4,3 % и 11,7 %. По излезот од Скочивирската Клисура, Црна Река тече кон североисток низ Тиквешката Котлина, од Возарци до Стоби. Тоа е четвртиот, морфолошки засебен (долен) тек на Црна Река.

Реката *Бошава* извира во централниот дел на планината Кожуф, под врвот Дудица (2.132 m). До селото Конопиште тече кон северозапад, а од овде до вливот во реката Вардар (95 m нв) нејзиното корито е насочено кон североисток. Кај селото Чифлик, од десната страна Бошава ја прима својата поголема десна притока Дошница. Вкупната должина на реката Бошава е 38 km. Површината на нејзиниот слив изнесува 460 km².

Речни текови во централниот дел на Република С. Македонија

Светииниколска Река претставува десна притока на реката Брегалница. Извира на Градешка Планина, на 610 m височина, додека во Брегалница се влива јужно од Богословец (755 m) на 203 m надморска височина. Нејзината должина достигнува 35 km, со просечен пад на речното корито од 11,6 %. Според *Гашевски* (1979), зафаќа сливна површина од 407 km², додека според *Спојмилов* (2003) е со најголема површина (665 km²) од сите притоки на Брегалница.

Реката *Тополка* е десна притока на реката Вардар со вкупна должина од 45 km. Извира во централниот дел на планинскиот масив Јакупица, на надморска височина од 2.010 m, додека во Вардар се влива непосредно под Велес на 157 m височина. Вкупната сливна површина на реката Тополка изнесува 313 km², со релативен пад на речното корито од 41 %. Во горниот тек реката Тополка изградила типично клисуреста долина. Пред нејзината утока во реката Вардар се пробира помеѓу Вршник (443 m) и Голик (550 m), т.е. изградила мала епигенетска со кањонски карактер речна долина.

Реката *Бабуна* е, исто така, десна притока на реката Вардар, која во него се влива непосредно по вливот на реката Тополка. Бабуна извира под врвот Солунска Глава (2.540 m), во подножјето на Нежиловски Стени, на надморска височина од 1.280 m. Во реката Вардар се влива на

таб. 20, Основни хидрографски показатели на поголемите притоки на Црна Река подолги од 20 km, според *Гашевски* (1979)

име на реката	ст	долж km	извор m	влив m	вкуп пад m	рел пад ‰	површина km ²	вододел km ²	ср вис m
Жаба	Л	24	1.550	803	747	31,1	138	55	1.090
Блато	Д	23	1.840	445	1.395	60,6	115	53	1.110
Шемница	Л	32	1.260	345	915	28,6	327	78	880
Драгор	Д	30	1.510	326	1.184	39,5	198	62	800
Вир	Л	23	1.420	325	1.095	47,6	2.068	46	1.160
Лажечка Рика	Д	34	1.630	295	1.335	39,3	198	70	800
Елашка Река	Д	50	1.620	293	1.327	26,5	460	115	830
Градешка Река	Л	22	960	280	680	30,0	60	46	1.160
Блашица	Л	23	820	276	544	23,6	70	43	550
Раец	Л	42	570	251	319	7,6	425	100	540
Црна Река		207	760	129	631,0	3,1	5.890	379	860



сл. 207, Истеката на реката Црн Дрим од Охридското Езеро

излезот од малата Велешка Клисура, на 155 m надморска височина. Изворот на реката Бабуна претставува моќен карстен врукот со капацитет помеѓу 80 и 3.180 l/s. Во внатрешноста на изворот е истражена пештера во должина од 550 m. Вкупната должина на реката Бабуна изнесува 65 km, со просечен пад на речното корито од 25 ‰. Во горниот тек нејзиниот пад е значително поголем, т.е. достигнува до 33,7 ‰. Површината на сливот на реката Бабуна изнесува 612 km².

Од изворишниот дел до Богомила реката Бабуна тече кон југ. На овој потег ги прима притоците Орешка и Нежиловска Река. Од Богомила до ерозивното речно проширување кај селото Теово (Бабунска Котлина), коритото е насочено во југоисточен правец. Од овде Бабуна има рамничарски карактер со меандерски карактер на речното корито. Од десната страна ги прима Брезничка, Црничка Река и Бела Вода. Од селото Долно Оризари до вливот во реката Вардар ја изградила малата по должина но импозантна епигенетски всечена кањонска долина Пешти (сл. 127).

Реката *Раец* претставува воден тек кој извира на северните падини на планината Дрен (Студеница, 1.663 m). Од изворишниот дел тече кон североисток низ рамничарскиот дел на Рачката Котлина. Помеѓу селата Раец на југ и Фариш на север изградила мала сатеска. Од овде речниот тек свртува кон исток и кај селото Вазарци се влива како лева притока во Црна Река. Од двете

страни на Раец притекуваат помали, повремени речни текови.

Ваташка Река извира од Раковец на Витачево на надморска височина од 860 m. Од изворот тече кон североисток, минува низ Кавадарци и во Вардар се влива кај Кукуречани на надморска височина од 125 m. Ваташка Река е долга 33,5 km. Релативниот пад на коритото и изнесува 22 ‰, додека нејзината сливна површина изнесува 135 km². Во средниот тек на Ваташка Река, од левата страна се влива Бунарска Река. На нејзината десна долинска страна во 1956 година се случило катастрофално лизгалиште, при што, загинале 11 лица (сл. 121).

Речни текови во западниот дел на Република С. Македонија

Црн Дрим претставува истека на Охридското Езеро (сл. 207), односно најголема река во западниот дел на Република Македонија (најголема и најзначајна река во Албанија), која припаѓа на Јадранското сливно подрачје (сл. 199). Како што е напоменато нејзиниот изворишен почеток претставува истека од Охридското Езеро (Струга, 695 m нв). Речниот тек е насочен на север, кон Дебарската Котлина. Помеѓу Охридско-струшката и Дебарската Котлина реката Црн Дрим изградила импозантна клисуреста долина во должи-

на од 28 km. Поради создадените водни акумулации (Глобочица, Дебарско Езеро), како речен тек постои само низ Струшко Поле.

Вкупната должина на Црн Дрим на територијата на Република Македонија изнесува 56 km, со пад на речното корито од 4,0 ‰. Од Дебарското Езеро, кај Шпилски Мост, повторно се јавува како погранична река во должина од 12 km, а потоа во Дебарско Поле, западно од селото Спас ја напушта територијата на Македонија. Непосредно сливот на Црн Дрим во нашата земја, низводно од Струга е со површина од 1.567 km². Меѓутоа, на неговиот слив припаѓаат и сливните површини на Охридскиот и Преспанскиот Басен. Според тоа, Јадранското сливно подрачје на територијата на Република Македонија е со површина од 3.350 km² (околу 13 % од територијата).

Реката *Радика* е најголемата и најзначајна притока на Црн Дрим. Извира западно од Голема Враца (2.582 m) на Шар Планина, на 2.220 m надморска височина. Кај селото Косоврасти, на надморска височина од 487 m се влива во Дебарската вештачка акумулација. Должината на реката Радика изнесува 64,7 km, со просечен пад од 26 ‰ и сливна површина од 880 km² (Василески 1997). Според тоа, сливот на реката Радика зафаќа повеќе од половината (56,1 %) од површината на непосредното сливно подрачје на реката Црн Дрим во нашата држава. За разлика од Црн Дрим, кој нема некои позначајни притоки, реката Радика има повеќе, меѓу кои и со должина од над 10 km. Такви се: Мавровска (20,5 km), Рибничка (13 km) и Мала Река (21,3 km).

Реката *Сатеска* (40 km), која е со сливна површина од 432 km² во минатото непосредно се вливала во Црн Дрим, 4 km низводно од Струга. Со мелиорација на Струшко Поле (негово одводнување), преку регулиран воден тек Сатеска Река вештачки е насочена кон Охридското Езеро. Најголемиот дел од нејзината сливна површина се наоѓа во котлината Дебарца, каде е и нејзиниот изворишен дел.

Шемница настанува од Маловишка и Раотинска Река, кои извираат на северните падини на Пелистер, над 2.000 m надморска височина. Се соединуваат кај селото Лера, од каде речниот тек го носи името Шемница. Во Црна Река се влива источно од селото Могила, на 580 m надморска височина. Реката Шемница е долга 46 km, со релативен пад на речното корито од 32,6 ‰. Зафаќа сливна површина од 325 km². На нејзиниот тек кај Стрежевската теснина е изградена вештачка акумулација со површина од 4,3 km².

Елешка Река извира на југоисточните падини на Пелистер, над селото Буф, на надмор-

ска височина од 1.300 m. Во горниот тек е позната под името Блашко. На нашата територијата влегува помеѓу Креница и Гермијан. Во Црна Река се влива северно од селото Бач, на надморска височина од 574 m. Вкупната должина на речниот тек на оваа река изнесува 41 km, со релативен пад од 17,7 ‰. Елешка Рска зафаќа површина од 877 km², од што на територијата на Република Македонија припаѓаат 117 km².

Речни текови во источниот дел на Република С. Македонија

Крива Река извира на Осоговските Планини, под Царев Врв (2.084 m), на надморска височина од 1.880 m. Во Пчиња се влива кај селото Клевовце, на 295 m надморска височина. Крива Река е долга 85 km, со просечен пад на речното корито од 18,6 ‰. Вкупната површина на нејзиното сливно подрачје изнесува 985 km². Долината на Крива Река е со правец на протегање исток - запад, освен нејзиниот изворишен (горен) тек, кој до селото Жидилово е насочен кон север. Крива Река прима неколку поголеми притоки. Од нив се истакнува Кумановска Река, со должина од 44 km и сливна површина од 460 km². Други поголеми притоки на Крива Река се: Петрошница (23 km), Бистрица (17,5 km), Лука (17 km) итн.

Злетовска Река извира во централните делови на Осоговските Планини, западно од Царев Врв (2.084 m), на надморска височина од 1.620 m. Во реката Брегалница, како нејзина десна притока, се влива под селото Уларци на 293 m надморска височина. Злетовска Река е долга 50 km, со просечен пад на речното корито од 26,5 ‰. Зафаќа сливна површина од 460 km². Долината на Злетовска Река е насочена во правец север - југ. Во долниот тек, од селото Жиганци до нејзиниот влив во реката Брегалница тече низ Кочанско Поле, односно има рамничарски карактер. Злетовска Река има неколку помали притоки.

Крива Лакавица е последната поголема, лева притока на реката Брегалница. Извира јужно од селото Долни Липовик на северните падини на Градешка Планина, на надморска височина од 570 m. Од изворишниот дел тече кон северозапад и кај селото Софилари на височина од 251 m се влива во реката Брегалница. Должината на речниот тек на Крива Лакавица, кој е со мал релативен пад (7,6 ‰), изнесува 42 km. Сливната површина на Крива Лакавица зафаќа 425 km². Во летните периоди обично пресушува меѓутоа во влаж-

ните сезони може силно да надојде и да предизвика штети на околните земјоделски површини.

Струмичка Река иако припаѓа на Егејското сливно подрачје, не е дел од сливот на реката Вардар, односно се влива во реката Струма, на територијата на Република Бугарија. Изворишниот дел на Струмичка Река ја сочинуваат повеќе водотеци што се формираат и спуштаат од највисоките делови на планината Плачковица (Лисец, 1.754 m). За нејзино извориште се смета изворот на Радовишка Река, на 1.540 m надморска височина. По нејзиното спојување со Ораовечка Река, тече под името Стара Река, а од влезот во Струмичко Поле го носи името Струмичка Река. На територијата на Македонија е со должина од 75,1 km, со просечен пад од 18,0 ‰ и сливна површина од 1.520 km². Должината на Струмичка Река до нејзиниот влив во Струма изнесува 104 km. Кај Ново Село средниот протек и изнесува 6,18 m³/s. Средниот минимален протек овде е 1,16 m³/s, додека средниот максимален 14,50 m³/s. Протекот драстично се намалува во август и септември, кога изнесува само 0,05 m³/s. Во февруари средните високи води достигнуваат 60,50 m³/s (Свиштов 2003).

Низ Струмичката Котлина тече како рамничарска река, каде прима повеќе, претежно по-

ројни водотеци кои депонираат големи количества наносен материјал. Источно од Ново Коњарево, Струмичка Река ја напушта нашата територија, односно тече низ Клучката Клисура помеѓу Огражден на север и Беласица на југ. Понатаму, низ Петричко Поле се влива во реката Струма. Струмичка Река прима повеќе притоки, од кои, три се поголеми. Тоа се: Плавија (26,5 km) и Турчија (44,5 km), нејзини леви притоки и Водочица (37,5 km), десна притока на Струмичка Река.

Реки понорници во Република С. Македонија

На територијата на Република Македонија (25.713 km²) на нешто над 10 ‰ (2.724 km²) се сретнуваат разновидни карбонатни карпи (мермери, доломити, варовници). Истите овозможуваат специфична *карстна хидрографија* која се манифестира со појава на моќни карстни врвотци, но се забележува и појава на реки понорници. Ваквите реки до одреден дел течат низ своето корито, а потоа водата ја губат во него, или пак, површинскиот тек завршува со понор. По-



сл. 208, Понорот Тони Вода во истоименото карстно поле на планината Бистра

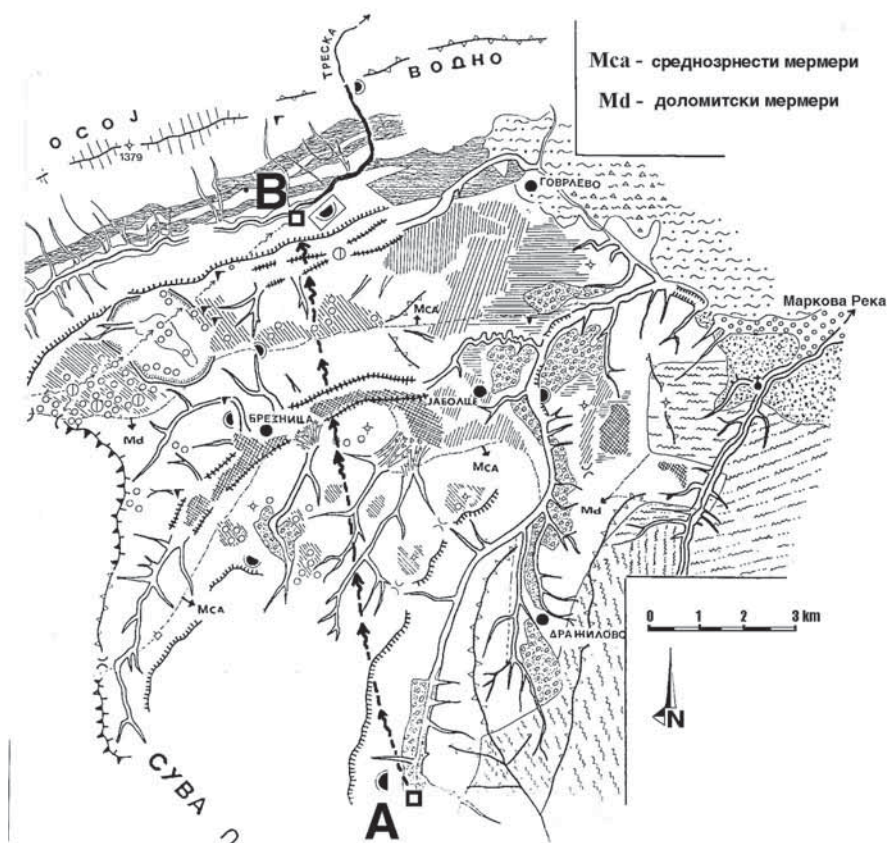
значајни реки понорници во Република Македонија се: Крапка Река, Патишка, Церска Река, изворишниот дел на Тресонечка Река и др. Постојат и помали водотеци кои водата ја губат во понорите на карбонатната маса. Такви се: Тони Вода на Бистра (сл. 181), водотеците во Бегово Поле на Јакупица, на планината Кожуф и др.

Реката *Крапа* своето корито го изградила на јужните падини на Даутица (планински масив Јакупица). Извира под врвот Бел Камен (2.074 m), на надморска височина од 1.870 m. Површински, како речен тек се манифестира до под селото Крапа, каде се јавуваат три забележителни понори на 990 m надморска височина. Дел од водите што овде понираат се јавуваат во изворот Асанец (56 l/s) од левата страна на реката Треска (Манаковик 1962), а дел (560 l/s), особено во пролетниот период, во изворите на излезот од пештерата Пешна (сл. 131). Должината на постојаниот водотек на реката Крапа изнесува 11,2 km, додека праволиниската должина на подземниот тек, до реката Треска (505 m надморска височина) е 12,1 km.

Церска Река извира на планината Љубен (Кафчал, 1764 m), на надморска височина од

1.380 m. До влезот во Церско Поле, најголемото карстно поле во Република Македонија (Ангонovski 1989), тече кон северозапад, а потоа свртува на југ - југоисток, при што, во средишниот дел на полето понира. Од овде нејзината скарстена долина е ориентирана кон југ. Нејзините води повторно се јавуваат кај изворите во селото Железнец. Од изворот до понорскиот дел, Церска Река е долга околу 10 km, додека до влевањето во Илинска Река должината и изнесува 16,5 km.

Патишка Река извира под Остри Врв (2.274 m), во северниот дел на Караџица (планински масив Јакупица). Тече кон север, но под истоименото село на височина помеѓу 830 и 800 m понира во речното корито. Според тоа, Патишка Река, како постојан површински водотек се јавува од изворишниот дел до под истоименото село. Од овде коритото на реката (речната долина) под името Сува Река морфолошки е поврзано со долината на Маркова Река. Со боење е утврдено дека водите на Патишка Река се јавуваат во карстниот врукот Коритиште (2 m³/s) во кањонскиот дел на реката Треска (сл. 209). Значи, водите на Патишка Река не припаѓаат на сливот на Маркова Река. Вкупната, праволиниска должи-



сл. 209, Хидролошка врска помеѓу понорите на Патишка Река (А) и изворот Коритиште (В) во сливот на реката Треска, според Колчаковски (1991)

на на оваа утврдена хидролошка врска изнесува 12 km.

На планинскиот масив Мокра (Јакупица), слични на Патишка Река се реките Оча и Пеколник. Тоа се десни притоки на Треска, кои се спуштаат од западните падини на Караџица. При високи води хидрографски се активни низ целото корито, додека во летниот период вода имаат само во изворишните делови. Водата долж речните корита им понира во дробински материјал, а повторно се јавува во вид на вротоци во долниот тек, пред вливот во реката Треска. На планината Бистра Мала Река, исто така, делумно има карстифицирана долина во која водата понира. Всушност, од нејзиниот извор, кој се наоѓа на 1.728 m па до височината од 1.620 m тече како постојан водотек. На ова место водата се губи во дробински материјал (маскиран понор), и повторно се јавува во изворот Јадово. Од овде до нејзиното влевање во Радика, Мала Река тече како површински водотек. Тресонечка Река, инаку притока на Мала Река во својот изворишен дел е, исто така, понорница. Таа се формира од водите што извираат кај Породинскиот Извор (1.800 m нв) и водите на површинскиот водотек Шарен Пејко. Вкупната должина на површинскиот тек изнесува 1,5 km. На висо-

чина од 1.705 m водите се губат во активен вертикален понор, со широчина од околу 1 m (Василески 2000). Тони Вода е површински водотек со карактеристичен понор (сл. 208), чиј изворишен дел е во истоименото карстно поле. Неговиот извор се наоѓа на 1.682 m надморска височина, а водата ја губи во активен понор на 1.665 m. Вкупната должина на водотекот, кој тече низ рамничарскиот дел на карстното поле и има меандерски карактер е 1 km. Реката Горен Лојушник, инаку лева притока на Ехловечка Река е, исто така, понорница. Таа извира на планината Бистра и од изворот до понорот Гргале тече во должина од 5 km. Се претпоставува дека водата од овој понор се јавува во изворот на реката Треска (Гашевски 1963). На планинскиот масив Јакупица, поточно во карстните полиња на овој масив се јавуваат неколку помали потоци кои водата ја губат во активни понори. Такви се понорите во Солунско а особено во Бегово Поле. Водата од Бегово Поле се претпоставува дека се јавува во изворот на реката Бабуна. На планината Кожуф во малото карстно поле Брце водата се губи во понорот Брцина Дупка а извира преку двата извора на Хумска Река (Рагоновиќ 1931).



сл. 210, Примери за празнење на пукнатинска карстна издан на масивот Јакупица.
Извор на излезот од пештерата
Пешна (лево) и изворот на
Кадина Река (десно)



сл. 211, Дел од брегот на островот Голем Град на
Преспанското Езеро

ПРИРОДНИ ЕЗЕРА

Езерата претставуваат вдлабнатини на копното исполнети со вода. Поимот **езеро** ја опфаќа вдлабнатината и водата, два различни елементи кои сочинуваат единствена целина. По дефиницијата на *Forela* (1901) секоја вдлабнатина на копното исполнета со вода која не е директно поврзана со морето, без разлика на големината и хемиско-физичкиот состав на водата се нарекува езеро. Езерата меѓусебно значително се разликуваат. Според постанокот на вдлабнатината, потеклото и својствата на водата има повеќе од 100 различни типови езера (*Ridjanovic* 1989). Класификацијата (групирањето) на езерата може да се изведе на различни начини. Најчесто е според постанокот на вдлабнатината или според составот на водата во езерото. Природните езера се настанати со природни процеси без влијание на човековите активности.

Во Република Македонија според начинот на постанок на водниот басен се издвоени неколку типа езера (*Василески* 1995). Сепак, посебно внимание предизвикуваат големите тектонски езера, иако и сите останати имаат свое место во севкупната природа на Македонија.

Тектонски езера

Во Република Македонија постојат три езера чии басени настанале по тектонски пат. Тоа се: **Охридскојто, Преспанскојто и Дојранскојто Езеро**, иако за последното има и некои други согледувања. Егзистенцијата на езерата во помладо геолошко време, особено колебањето на нивоата, спојувањето при максимална височина или прекинувањето на врските со спласнување, претставува посебен интерес како за геоморфологијата така и за лимнологијата (*Стијагиновиќ* 1966). Охридското и Преспанското Езеро припаѓаат на групата *Десарџејски Езера*, како што ги нарекол Фишер (*Fischer*) уште во 1890 година, според *Десарџеј* кои на овие простори живееле во античкиот период.

Охридско Езеро

Охридскојто Езеро се наоѓа во крајниот југозападен дел на Република Македонија, помеѓу Мокра Гора (1.522 m) на запад и планината Галичица (2.288 m) на исток. Езерскиот басен на север е ограничен со Охридско-струшкото Поле, а на југ со малото Љубанишко и Поградешко Поле. Зафаќа вкупна површина од 348,8 km² (едно од најголемите езера на Балканскиот Полуостров), од што, на Република Македонија припаѓаат 229,9 km² (65,9 %), а на соседна Албанија 118,9 km² (34,1 %). Охридското Езеро е со издолжена, елипсовидна форма во правец север - југ. Во овој правец, од Струга до Св. Наум е долго 30,05 km. Неговата најголема широчина е на потегот Пештани - Пишкупштина и достигнува 14,5 km. Средната длабочина на езерото изнесува 144,8 m, додека најголемата од 285,7 m се наоѓа западно од Пештани.

Езерскиот басен е настанат по тектонски пат долж две меридијански насочени и паралелно поставени раседни дислокации, кои се проте-

гаат во подножјата на Мокра Гора, односно Галичица. Од постанокот до денешно време езерскиот акваториум зафаќал и поголема површина, односно нивото на езерото било значително повисоко, до околу 960 m. Во оваа фаза езерото навлегувало (се протегало) на север до Дебарца. Кон југ комуницирало со Маличкото Езеро во Корчанската Котлина и преку него со Преспанското Езеро (сл. 213). Како остатоци на повисоките состојби на акваториумот се езерските тераси, од кои, мошне добро сочувана и препокриена со езерски седименти е онаа на 860 - 840 m надморска височина.

Конфигурацијата на разгранетоста на бреговата линија на Охридското Езеро изнесува 1,26. Ниската брегова линија е со вкупна должина од 23 km, додека стрмната изнесува 63,1 km. Високите брегови, претставени со клифови, особено се карактеристични помеѓу Пештани и Трпејца. Позначајни полуострови на Охридското Езеро се: Трепет, Учкале, Горица и Градиште. Како најголем и најизразен се издвојува Трепетскиот Полуостров, кој е на западниот брег на езерото



сл. 212, Дел од источното крајбрежје на
Охридското Езеро и планината Галичица помеѓу
Охридското и Преспанското Езеро

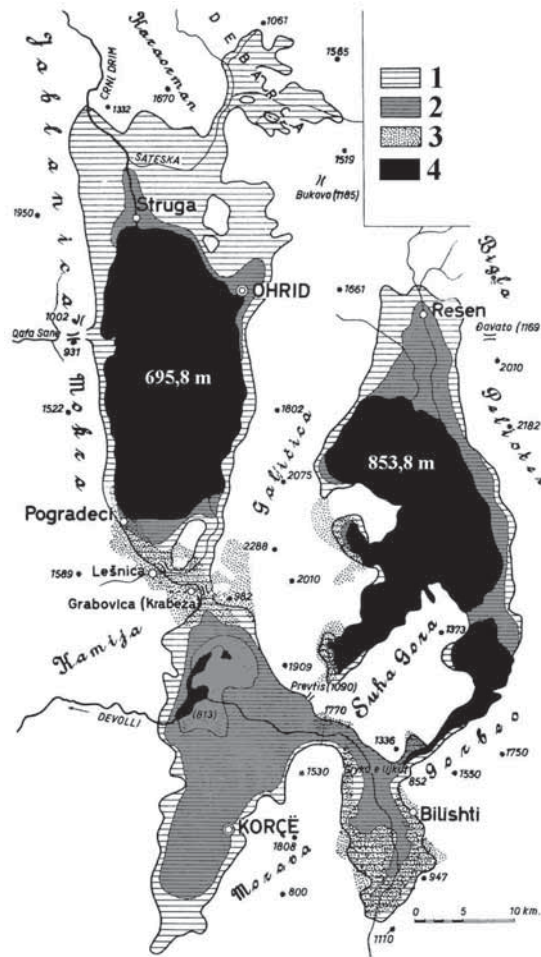


во соседна Албанија. Зафаќа површина од 2,92 km². Неговите брегови се со изразени клифови високи до 30 m.

Од брегот на езерото до 10 m длабочина се протега сублакустриска тераса. Во Охридското Езеро има и два сублакустриски отсеци. Првиот е длабок 40 m и е поблиску до брегот, додека вториот достигнува 160 m и од брегот е оддалечен од 200 до 600 m. Централната рамнина на Охридскиот Басен се простира на длабочина од 200 до 255 m. Зафаќа 96 km² или 27,6 % од површината на езерото. Централната езерска рамнина до брегот се доближува најмногу до околу 800 m, на југоисточната страна, северно од Трпејца, додека на северната (6.500 m) и јужната (3.500 m) е значително подалеку од брегот. На централната езерска рамнина се јавуваат две позначајни депресији, според *Цвијић* (1924) ували - Пештанската и Трпетската. Пештанската депресија ја претставува најдлабоката зона во Охридскиот Басен. Се наоѓа 4 до 8 km западно од Пештани и во неа е најиската точка на Охридското Езеро, со длабочина од 285,7 m. Со ваквата длабочина Охридското Езеро се вбројува меѓу најдлабоките во Европа.

Позначајни притоки на Охридското Езеро се Сатеска и Коселска Река на северната и реката Черва на јужната страна. Најголемите количества вода во езерото доаѓаат преку подземни канали низ Галичица, од Преспанското Езеро, кое е 158 m повисоко од Охридското, односно според дната на басените имаат висинска разлика од 402 m. Најголемиот број извори, крајбрежни и сублакустриски се наоѓаат во југоисточниот дел, кај Св. Наум (сл. 190) и појужно од него. Групата извори околу селото Тушемиште (Албанија) се со значително поголема вкупна издашност од изворот кај Св. Наум. Уште *Цвијић* констатира дека: „можеби и нема езеро на Земјината површина, како што е Охридското, кое речиси исклучиво водата ја добива од извори“. Покрај наведените, постојат и други извори но тие се многу помали. Такви се: Билјанините, изворите кај Св. Богородица Калишка, изворот Воденче кај селото Лин во Албанија и др. Охридското Езеро има една површинска истека. Тоа е реката Црн Дрим кај Струга, од каде истекува езерската вода со капацитет од 20,5 m³/s.

Во езерскиот басен при нормално ниво се акумулирани 50.683 km³ вода. Меѓутоа, на езерото постои колебање на нивот на водата, иако тоа е далеку помалку изразено во однос на останатите поголеми езера на Балканскиот Полуостров. Максималниот водостој се јавува во мај (71 cm), минимумот е во октомври (38 cm), што значи дека амплитудата на водостојот изнесува



1. Максимално ниво од 960 - 940 m, 2. Ниво од 920 - 900 m, 3. Mio-плноценски песоци и конгломерати, 4. Денешна акваторија на езерските басени

сл. 213, Приказ на акваториите на Десаретските Езера, според *Стиојадиновиќ* (1966)

33 cm. Годишниот водостој има вредност од 55,2 cm. Во XX век апсолутниот максимален водостој изнесувал 108 cm, забележан во мај 1935 година, додека минималниот, од само 3 cm е регистриран во септември 1959 година.

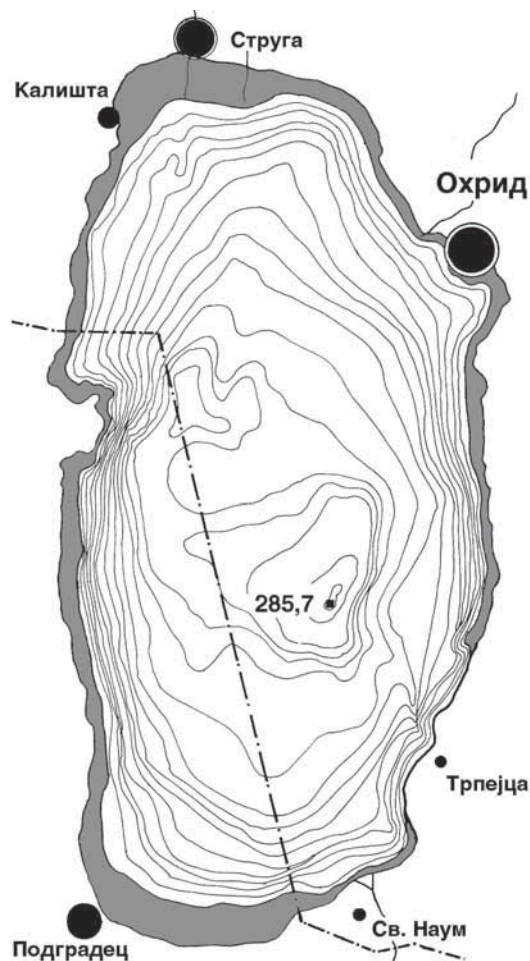
Според топлотниот режим Охридското Езеро се вбројува во суптропските езера, бидејќи во текот на зимскиот период никогаш не замрзнува. Температурата на водата на површината се менува по годишни сезони. Најтопла е во летниот период, во август, кога просечно изнесува 22,5°C. Кога температурата на воздухот е најниска (февруари), температурата на водната маса речиси се изедначува со температурата на воздухот и изнесува 6,3°C. Просечната годишна температура на водата на површината на Охридското Езеро е 13,6°C. Температурата на водата опаѓа од површината кон дното. Утврдено е

дека од површината до длабочина од 50 m таа се намалува до 16°C. Потоа, на поголемите длабочини се стабилизира и не се менува, т.е. преку целата година се движи помеѓу 5,6 °C и 6,2°C.

Водата во Охридското Езеро е многу бистра, бидејќи најголемиот дел потекнува од карстни извори кои имаат сосема малку суспендирани честички. Поради тоа и нејзината провидност е доста голема, до 21,5 m, со што Охридското Езеро се смета за едно од најпровидните во Европа. Во зимските месеци водата е и попровидна, бидејќи тогаш планктонот кој лебди во површинските слоеви е помалку присутен. Големата провидност на водата има значење за живиот свет на езерото. Иако на длабочина од преку 200 m владее потполн мрак, некои од организмите се прилагодиле за живот и во таква средина. Водата во езерото е слатка и во неа нема големо количество на растворени соли. Вкупната количина на сите растворени соли изнесува 128 mg/l. Тоа е мало количество, односно според растворените соли Охридското Езеро е меѓу најсиромашните во Европа.

Преспанско Езеро

Преспанското Езеро се наоѓа, исто така, во југозападниот дел на Македонија, во јасно изразената природна целина Преспанска Котлина, заградена од сите страни со високи планини (сл. 215). Езерскиот басен е сместен помеѓу планините Галичица (2.288 m) на запад и Пелистер (2.601 m) на исток. На југ е ограничен со



сл. 214, Морфологија на дното на Охридското Езеро, со приказ на сублакустриската тераса (темна боја) од 10 m длабочина

таб. 21, Површина на сливовите (km²) на акваториумот на Охридското, Преспанското и Дојранското Езеро

слив	Мак	Алб	Грц	вкупно	Мак	Алб	Грц	вкупно
Охридски	2.590	420	-	3.010	229,1	118,9	-	348
Преспански	760	276	324	1.360	176,8	49,4	47,8	274
Дојрански	127	-	200?	327	27,4	-	17,6	43
вкупно (km ²)	3.447	696	524	4.697	433,3	168,3	61,2	665

таб. 22, Средномесечна и средногодишна температура на површинската вода (°C) на:
А, Охридското, В, Преспанското и С, Дојранското Езеро

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
А	7,0	6,3	7,0	9,6	13,7	18,6	21,3	22,5	19,8	15,9	12,3	9,0	13,6
В	4,8	4,6	6,9	9,1	12,5	17,7	20,7	21,7	18,8	14,9	11,2	6,7	12,4
С	4,5	3,9	8,0	12,7	18,9	22,4	24,3	24,2	20,0	16,4	12,7	9,9	14,8

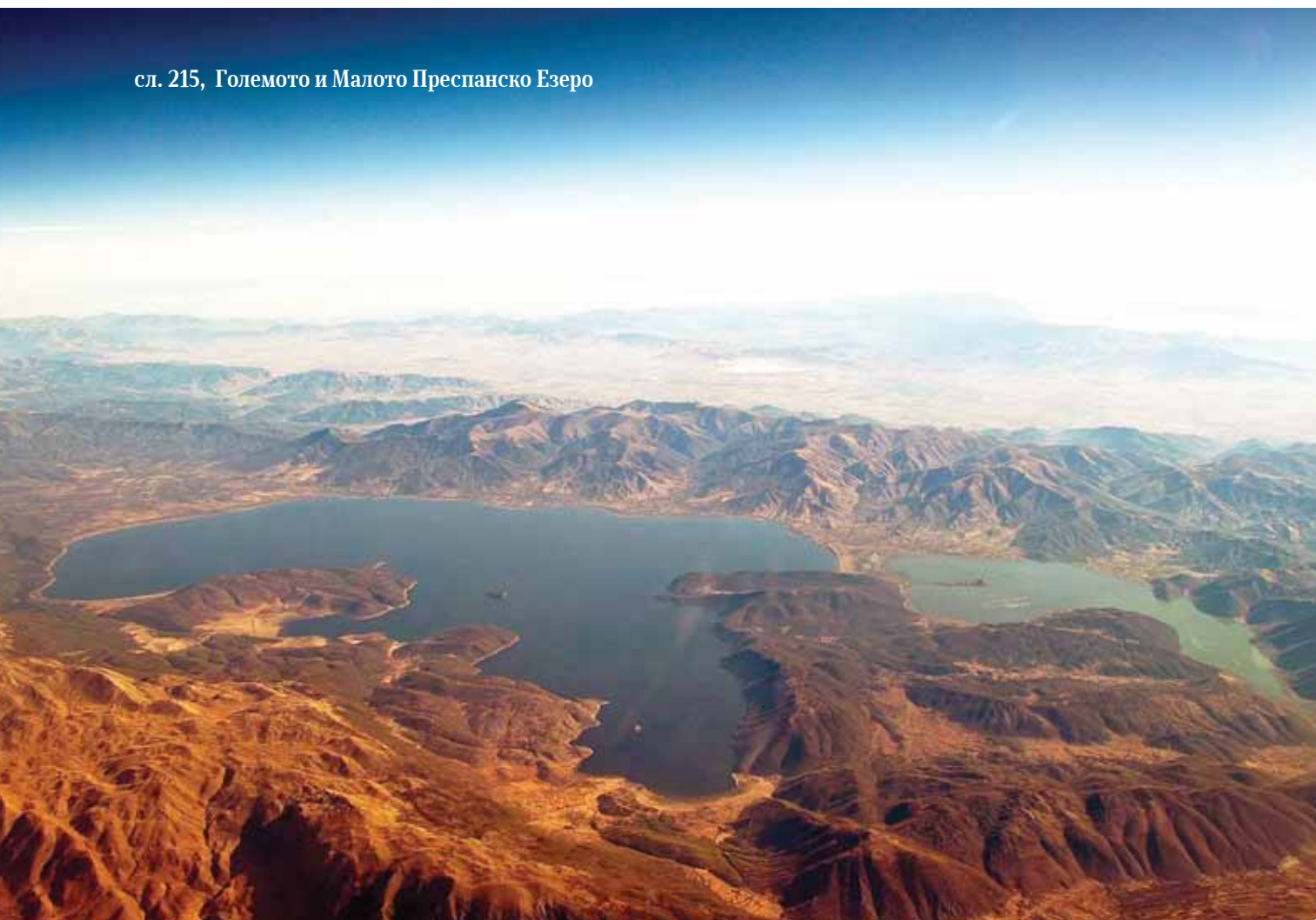
Сува Гора (1.373 m), додека на југоисток Гладно Поле го одвојува Големото од Малото Преспанско Езеро. На север езерскиот басен е определен со Ресенското Поле. Во југозападниот дел на езерскиот акваториум се наоѓа тромеѓето помеѓу Република Македонија, Албанија и Грција. Преспанското Езеро (Големо и Мало) при кота на максимално ниво на водата од 851,83 m нв, има вкупна површина од 325,90 km², или Големото 275,2 km² и Малото 50,7 km². На Република Македонија и припаѓа 191,40 km² од површината на Големото Преспанско Езеро (58,73 %). Најголемата длабочина на езерото изнесува 54,2 m, а се наоѓа во Нивичката Увала, во заливот кај селото Нивици. Неговата средна длабочина изнесува 18,76 m. Самото дно на езерото не е рамно. Така, на пример, од Отешево кон Асамати на југ, постои потонатина позната како „Јама“, која е пониска за околу 20 m. На југ од Големото се протега Малото Преспанско Езеро (сл. 215). Тоа е со површина од 41,6 km² и средна длабочина од 3,5 m (максимална од 7,5 m).

Преспанското Езеро има неправилно издолжена форма од север кон југ. Се состои од два дела, Голема и Мала Преспа, при што, Мала Преспа претставува издолжен залив кон југоза-

пад, кој длабоко навлегува помеѓу Галичица и Сува Гора. Должината на езерото во правец север - југ изнесува 28,6 km, додека неговата најголема широчина достигнува 16,9 km. Вкупното количество на акумулирана вода во Преспанското Езеро е 4.775 km³.

За почетоците на создавањето на Преспанскиот грабен и воопшто за староста на слатководните басени во југозападниот дел на Македонија кај различни автори постојат различни согледувања. Според *Измајлов* (1965) горен плиоцен е времето на појавување на езерата во западните делови на Македонија. Мсѓутоа, пронајдените микрофлорни остатоци во слатководните наслаги на Преспанскиот Басен, кои директно лежат над палеозојските филити и тријаските карбонати, односно претставуваат базални слатководни седименти се потврдени како средно плиоценски (*Панџиќ, Думурџанов, Павловски* 1973-78). Тоа укажува дека создавањето на Преспанскиот Басен е во период пред почетокот на среден плиоцен. Преспанскиот Басен претставува јасно изразена грабенска структура - депресија, настаната со радијални тектонски движења помеѓу морфотектонските структури Галичица на запад и Пелистер на исток. На север од него

сл. 215, Големото и Малото Преспанско Езеро



со вертикалните неотектонски движења е издигната Плакенска Планина (1.998 m), додека на југ (Албанија, Грција) граничните подрачја од морфотектонски аспект се нешто покомплицирани. Морфоструктурната депресија Преспа во плиоцен е исполнета со вода, односно во најголем дел е претворена во езеро. Максималната височина на езерото достигнала до 975 m. Еволуцијата на езерскиот басен, т.е. неговото спуштање условило создавање на тераси (абразивен релјеф) на 73, 63, 48, 40,18, 10 и најпосле на 5, 3, 2 и 1 m над езерското ниво од 852 m. Од максималната фаза, водостојот според *Цвијић* (1924) се намалувал во четири етапи, при што, под височината од 860 m е прекината комуникацијата со Корчанското (Маличко) Езеро, а со неговот спласнување на 5-6 m над денешното ниво, се создадени Големото и Малото Преспанско Езеро.

Нивото на езерото значително осцилирало и во историско време. Така, на пример, помеѓу IX и почетокот на XI век било пониско за 10 до 14 m, а кон крајот на XI век започнало да се издигнува (*Цвијић* 1911). Во XVIII век спласнало, но во почетокот на XIX век повторно се издигнува. Во 1916 година водостојот се зголемил дури за 5 m над нормалата и ги потопил околните населби Перово, Стење и Наколец. На 31.01.2002 година нивото на водата е на кота 843,37 m, што е пониско од максимално забележаната во 1963

година (851,83 m) за 8,46 m. Иако паѓањето на нивото на езерото е пред сè резултат на климатските промени, на ваквото нешто значително влијание има и човечкиот фактор. Со билансот на вода од 1963 година до 1995 година е констатирана антропогена денивелација од 3,29 m (42,23 %), додека природното влијание учествува со 57,77 %. Антропогеното влијание далеку најмногу е резултат на наводнувањето (97,15 %), додека на индустриските (0,71 %) и санитарните (2,14 %) потреби отпаѓа значително помалку.

Крајбрежниот релјеф на Преспанското Езеро е доста разнообразен, што е резултат на структурниот релјеф на самиот басен, но и поради разноликоста во геолошкиот состав на планините што го опкружуваат. На западниот брег се јавуваат бројни клифови и абразивни тераси (сл. 216), додека во источното крајбрежје клифовите отсутнуваат, но затоа широко се распространети флувиоакумулативни зарамнети простори. Северниот брег е низок, мочурлив и претежно е обраснат со трска, односно е фитоген. Во самиот езерски басен се јавуваат сублакустриски крајбрежни тераси и централна рамнина. Крајбрежната сублакустриска тераса е добро изразена во источниот и северниот дел на езерот, каде е широка од 200 до 1.000 m. Се протега до длабочина од 5 m, со што зафаќа површина од 23,3 km², или 8,4 % од вкупната површина



сл. 216, Западното крајбрежје на Преспанското Езеро со појава на рецентен клиф

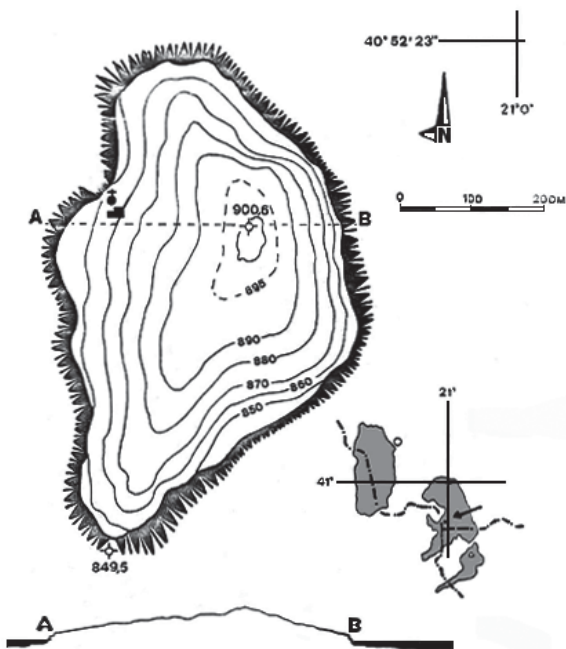
на езерото. Централната рамнина е на длабочина помеѓу 5 и 25 m. Заедно со сублакустрискиот отсек има површина од 227,33 km², или 83,3 % од површината на езерскиот басен. Во неа се јавуваат четири вдлабнатини - „ували“: Нивичката, Стењската, Крањската и Асаматската. Сите тие се подлабоки од 25 m, а зафаќаат околу 25 km². Особено карактеристична е Нивичката депресија која се наоѓа во североисточниот дел на Мала Преспа. Долга е 5 km, широка од 1 до 1,5 km и длабока 54 m, што е и најголема длабочина во Преспанското Езеро. Најголемата длабочина на Стењската Увала достигнува 34,5 m. И двете „ували“ не се покриени со езерски седименти поради појава на понори. Долж нивните рабни де-

лови се регистрирани и сублакустриски извори.

Преспанското Езеро водата ја добива од поголем број мали притоки, како: Стара Река и Исток кои во него се влеваат од север и Преторската, Кранската и Брајчинската Река кои дотекуваат на источниот брег од високите делови на Пелистер. Со вода се снабдува и од Малото Преспанско Езеро, кое е повисоко за 3 m. Преспанското Езеро вода добива и од сублакустриските извори во западниот дел и од врнежите. Тоа нема површинска истека, т.е. водата ја губи по пат на испарување и преку понорите. Понорот *Врајодујка* во заливот Завир (Мала Преспа) е главната сублакустриска истека на езерото. Водата од Преспанското Езеро преку систем на подземни канали низ Галичица истекува во Охридското Езеро, на потегот од Св. Наум до Тушемишта (Албанија). Во последно време, како што е напоменато, значителни количества вода од Преспанското Езеро се извлекуваат за наводнување.

Според температурата на водата Преспанското Езеро спаѓа во типот на умерени езера. Средногодишната температура на површинската вода изнесува 12,4°C. Највисока е во август (21,7°C) а најниска во февруари (4,6°C). Температурата на водата на површината не е еднаква во сите делови на езерото. Така, на пример, во летниот период температурата на водата на површината во Стењскиот Залив е повисока за 2,2°C од онаа кај Претор. Во Преспанското Езеро се јавува термички скок помеѓу 10 и 20 m длабочина. Во зимските месеци настанува инверзна стратификација на температурата на водата. Тогаш горните слоеви се поладни од подолните, со што се случува во одделни години езерото да замрзне. Провидноста на водата во Преспанското Езеро насекаде не е иста. Таа варира од 1,5 до 7,2 m, на што влијание има количеството на суспендираните честички и внесувањето наносен материјал преку водотеците. Провидноста е најмала во крајбрежјето а се зголемува кон средината на езерото. Воедно, најголема е во пролет а најмала во текот на есента.

Во Преспанското Езеро се среќнуваат два острови: *Голем Град* и *Мал Град*. Островот Голем Град се наоѓа во територијалните води на Република Македонија. Има елипсовидна форма, во правец север - југ, со должина од околу 800 m и максимална широчина од 500 m (сл. 188). Островот од сите страни, преку вертикални клифови се издигнува приближно 30 m над езерското ниво. Островот Мал Град (250 X 150 X 15 m) се наоѓа при крајот на заливскиот дел на Мала Преспа во територијалните води на Република Албанија.



сл. 217, Островот Голем Град (морфологија и географска положба)

Дојранско Езеро

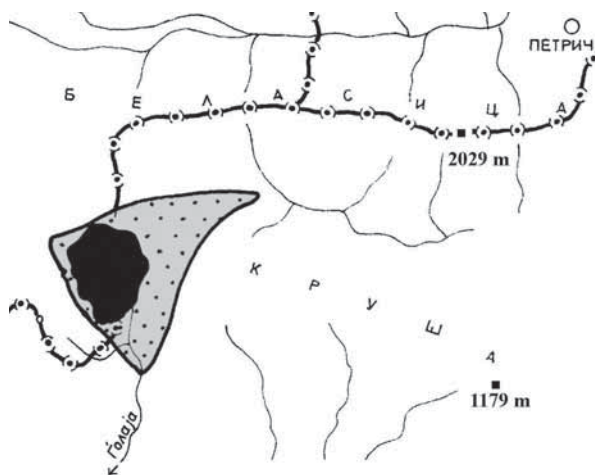
Дојранската депресија се наоѓа во крајниот југоисточен дел на Република Македонија. Нејзиниот поголем дел е на денешната територија на Република Грција. Со повеќегодишни истражувања *Стијанов* (2002) доаѓа до констатација дека Дојранскиот Басен е со тектонско - вулканогено потекло, создаден во неоген-квартерниот период. Басенот настанал со неотектонски движења - издигнувања и тонења на блокови. Долж нивните рабни делови дошло до магматски активности, што особено се манифестира во јужниот дел, кај Стар Дојран и Мрдаја. Всушност, Дојранскиот Грабен се наоѓа на регионалната раседна дислокација која ги одвојува Српско-македонскиот Масив и Вардарската Зона.

Дојранскиото Езеро во својата максимална фаза зафаќало површина од околу 127 km² а било длабоко речиси 100 m (*Стијановиќ* 1995). При својата максимална фаза, помеѓу планините Беласица (2.029 m) и Круша (860 m) било во комуникација, односно истекувало кон Серското Езеро (сл. 218). Ваквата истека со текот на времето е затрупана со големи количества плавински материјал донесен од планината Беласица. Тоа го ограничило Дојранското Езеро на исток како и неговото истекување во тој правец. Истекувањето потоа е насочено на југ, преку реката Голаја, кон Арџанското Езеро. Денешното Дојранско Езеро е реликтен остаток на многу поширок воден басен. До сегашното ниво од 148 m спласнувало во три фази, што се потврдува со присуството на три абразивни тераси. Првата е на 250 - 260 m надморска височина, втората на 210 m и третата на 150 m височина, односно 2 m над езерото при нормален водостој. Главна причина за опаѓањето на нивото на Дојранското Езеро се големите климатски промени, природното продлабочување на истеката Голија и високиот степен на испарување на водата.

Денес Дојранското Езеро е со типично елипсоидна форма, со површина од 43 km², при ниво од 148 m надморска височина. На територијата на Република Македонија припаѓаат 27,4 km² (63,7 %) додека на соседна Грција 15,6 km² (36,3 %). Најголемата должина во правец север - југ изнесува 8,9 km, додека широчината, во правец исток - запад достигнува 7,1 km. Максималната длабочина на езерото е 10 m, а просечната 6,7 m. При ваква состојба во него се акумулирани 28 милиони m³ вода. Бреговата линија на Дојранското Езеро е долга 26,5 km, од што, на Македонија припаѓаат 15 km. Бреговите се ниски, слабо разгранети и немаат некои поизразени крајбрежни абразивни форми. Праволи-

ниската форма на бреговата линија единствено е нарушена во северниот дел на езерото, со ртот Калдрма. Самиот рт е создаден со депонирање на плавински материјал врз алувијалната рамнина. Источниот брег (Грција) е со речиси лачна форма. Сублакустриската тераса се протега на длабочина од 3 m. Таа зафаќа површина од 6,5 km², или 15,4 % од вкупната површина на езерото. Најширока е во источниот дел (до 750 m), јужно од селото Брест. Во северниот и јужниот дел е широка од 100 до 600 m, додека во западниот од 75 до 300 m. Овде, таа завршува со стрм отсек. Централната езерска рамнина се протега помеѓу изобатите од 145 и 139 m. Зафаќа површина од 36,2 km² (84,6 % од површината на езерото). Во југоисточниот дел е најголемата длабочина на езерото од 10 m.

Дојранското Езеро кое претставува мал и плиток басен со вода се храни од Брестка (Го-



сл. 218, Плеистоценска и денешна акваторија на Дојранското Езеро, според *Стијановиќ* (1995)

лема) и Сурковска Река и изворот Топлец. Има и слаби сублакустриски извори. Голема или Брестка Река извира на јужните падини на Беласица. Долга е 13,6 km, со сливна површина од 93,9 km². На нашата територија најголемите количества вода доаѓаат преку помали рекички. Одливот, односно губењето на водата од езерото се остварува преку површинскиот канал Ѓолаја, потоа преку интензивното испарување на водата од езерскиот акваториум и со нејзино повеќе-наменско користење, особено за наводнување. Во 1808 година е прокопан канал помеѓу езерото и реката Ајак (долг 1,3 km), со цел да се регулира негововото ниво. Во 1956 година е склучен меѓународен договор (СФРЈ-Грција) со кој максималното ниво на езерото е утврдено на kota 147,34 m, а минималниот на 146,14 m. Меѓутоа, во 1988 година е направен потег со катастрофални последици врз езерото. Од него за потребите за наводнување во соседна Грција се исцрпени 10 милиони m вода. Со тоа драстично се изменети животните услови и наполно е нарушена еколошката рамнотежа. Во 2002 година е реализиран проект за полнење на езерото со подземни води од Ѓаватско Поле (непосредна близина на реката Вардар) во Гевгелиската Котлина.

Поради малата надморска височина, малото количество вода, големите инсолации и високи температури на воздухот на овие простори, средногодишната температура на површинскиот слој на езерската вода изнесува 14,8°C. Највисока е во јули (24,3°C), а најниска во февруари, од само 3,9°C. Под влијание на ладните зимски ветрови, температурата на водата паѓа и под 0°C, што не е својствено за водните маси на овие географски широчини. Езерото рсчиси секоја година во крајбрежниот појас, близу до брегот замрзнува, а во одредени студени зими се случува со мраз да биде покриена целата површина на езерото.

Во споредба со Охридското и Преспанското провидноста на Дојранското Езеро е мала. Најголема е во летните месеци, кога изнесува 3,6 m. Најмала е во пролет (само 0,6 m), поради значителното присуство на фитопланктон. Количеството на растворени соли во водите на Дојранското Езеро во однос на останатите тектонски езера е најголемо и изнесува 274 mg/l. Според присуството на растителниот и животински свет Дојранското Езеро спаѓа во групата на еутрофни езера.



сл. 219. Денешна состојба на Дојранското Езеро



сл. 220, Глацијално езеро на работ од долината на
Длабока Река на планината Кораб



сл. 221, Боговинско Езеро (452,5 x 225 m),
најголемото глацијално езеро на Шар Планина и во
Република Македонија

Глацијални езера

Со крајот на плеистоцената глацијација, односно со завршување на нејзиниот четврт, а по многу автори и најмоќен, вирмски глацијал, доаѓа до топење на мразната маса на високите планини во Република Македонија.

На речиси сите високи планини (над 2.000 m нв) на дната на преиздлабените циркови, а делумно и во одредени валовски долини пред 10-12.000 год. пне се создадени услови за егзистенција на глацијални езера. Глацијалните езера во Република Македонија се забележуваат во највисоките делови на Шар Планина, Кораб, Дешат, Јабланица, Пелистер и на Јакупица.

Глацијални езера на Шар Планина

На Шар Планина (Турчин, 2.748 m), по Пирин со вкупно 176 и Рила со 140 езера, има најмногу глацијални езера на Балканскиот Полуостров. *Николић* (1912) на Шар Планина регистрирал вкупно 25, вклучувајќи ги и повремени езера, додека според *Кривокайић* (1969) постојат 39 езера, од кои, 25 се постојани. Во делот на планината што припаѓа на територијата на Република Македонија се наоѓаат вкупно 27 езера. Од нив 19 се постојани, а 8 повремени (таб 23).

Се претпоставува дека вкупната површина на сите глацијални езера што се сретнуваат на Шар Планина е 250.000 m². Според површината се истакнуваат: Боговинското, Црното Езеро и Голем Ѓол (Долно Караниколичко). Од глацијалните езера на Шар Планина на најголема надморска височина се наоѓа Горното Добрешко Езеро (2.440 m), а на најмала Малото Деделбешко Езеро (1.820 m). Која е најголемата длабочина на езерата на Шар Планина не е познато, бидејќи длабочината на Црното, Големото Јажничко, Горното Врачанско и Малото Деделбешко Езеро не е утврдена. Сите езера на Шар Планина, некои повеќе некои помалку, се изложени на постепено природно изумирање или антропогено уништување.

Во циркот јужно од Езерски Врв (2.586 m) се наоѓаат Горното, на 2.440 m и Долното Добрешко Езеро на 2.270 m надморска височина (сл. 222). Димензиите на *Горното Добрешко Езеро*

изнесуваат 50 X 32 m, со обем од 125 m и површина од 1.200 m². Длабочината на ова езеро, кое лежи во карпест басен изнесува 1,5 m. Не пресушува, но длабочината му варира за 0,5 m. При максимално намалување на езерското ниво, неговата истека која тече кон Долното Добрешко Езеро пресушува. Крајбрежниот дел на езерото во потполност е карпест. Овде подолго време се задржуваат снежници, понекогаш и до средината на август. *Долното Добрешко Езеро* е со димензии 77 X 55 m. Длабочината му изнесува само 0,5 m. Зафаќа површина од 3.760 m² (обем од 225 m). Дното на езерото е рамно и песочно. Изложено е на засипување со ситен нанос бидејќи лежи на широк ливадест простор.

Во циркот на Караниколичка Река изградени се две глацијални езера: Голем и Мал Ѓол, т.е. Големото и Мало Караниколичко Езеро. Циркот каде се наоѓаат езерата има типична источна експозиција. *Малото Караниколичко Езеро* е на поголема надморска височина (2.290 m). Сместено е во карпест басен со крушковидна форма. Должината на езерото изнесува 115 m, додека неговата ширина е 102 m, со вкупен обем од 313 m. Зафаќа површина од 8.240 m². Неговата длабочина изнесува само 0,5 m. Заградено е со моренски бедем висок 3 m. Езерото Мал Ѓол не пресушува иако нема изворски прилив. При највисок водостой се одлива низ издлабено корито во карпестите моренски наслаги. Истеката на езерото преку одсек прави слап со височина од 5 m, а по триесетина метри побира во крупен нанос. *Големото Караниколич-*



сл. 222, Горно и Долно Добрешко Езеро

ко Езеро лежи на височина од 2.180 m. Неговите морфометриски карактеристики се: должина 290 m, ширина 115 m, обем на бреговата линија 675 m. При највисок водостој длабочината на езерото достигнува 5,60 m. Според димензиите тоа е едно од поголемите глацијални езера на Шар Планина, со површина од 26.240 m². Формата на езерото е приближно елипсоидна. До длабочина од 2,5 m езерскиот басен е карпест, а потоа е исполнет со мил со дебелина од 10 cm. Источниот брег на езерото е закривен, со деформација од околу 30 m, додека западниот е речиси

праволиниски. Водостојот на езерото варира и до 2,5 m. Голем Ѓол нема притока. Најголемото количество вода го добива од подводни извори бидејќи отвореноста на циркот оневозможува егзистенција на поголеми снежници. При највисок водостој езерото се одлива преку истека (на спротивната страна на моренската маса) која издлабила свое корито.

Езерото Црн Ѓол лежи во цирк со североисточна експозиција. Тоа се наоѓа на височина од 2.340 m во карпест басен обиколен со ливадеста рамка. Должината на езерото изнесува 90 m.

таб. 23, Морфометриски карактеристики на позначајните постојани глацијални езера на Шар Планина, според Колчаковски (2003)

име на езерото	н.в. m	долж m	широч m	повр. m ²	длаб m
Горно Добрешко	2.330	50	32	1.200	1,50
Долно Добрешко	2.270	77	55	3.760	0,50
Мало Караниколичко	2.290	115	102	8.240	0,50
Големо Караниколичко	2.180	290	115	26.240	5,60
Црн Ѓол	2.340	90	70	3.660	0,50
Кривошијско	2.250	115	87,5	7.400	?
Бело Езеро	2.200	-	-	18.000	1,00
Боговинско Езеро	1.960	452,5	225	66.880	2,20
Црно Езеро	2.170	248	185	33.520	?
Горно Врачанско	2.280	40	40	1.600	2,00
Долно Врачанско	2.270	25	25	625	1,00
Големо Деделбешко	1.980	100	80	-	0,50
Мало Деделбешко	1.820	80	30	-	2,00

Широко е 70 m, со обем на бреговата линија од 225 m. Езерото Црн Ѓол е со површина од 3.660 m², додека неговата најголема длабочина е само 0,5 m. Заградено е со моренски бедем висок 1,8 m. На дното на езерото се забележува мил со дебелина од 10 cm, а само на едно место има песочно - каменест нанос внесен од езерската притока. Оваа притока извира од кристалести шкрилци на петнаесетина метри над езерото. Црн Ѓол има и своја истека.

Кривошијското Езеро се наоѓа во истоимениот цирк на височина од 2.250 m. Езерото е долго 115 m, широко 87,5 m, додека обемот на неговата брегова линија достигнува 325 m. Зафаќа вкупна површина од 7.400 m². Кривошијското Езеро е заградено со челна морена висока 5 m. Околу него се наоѓа ливадест простор. Карпестото дно на езерото е препокриено со мил дебел околу 0,5 m. Езерото се одржува со притока која настанува од неколку извори, а се одлива со истека, која понири низ моренските наслаги. Зачуваниите траги зборуваат дека езерото било со поголеми димензии (190 X 112 m). Како резултат на наносниот материјал од западната и источната страна езерото е речиси поделено на два дела.

Белото Езеро, кое се наоѓа на височина од 2.280 m е сместено во цирк со југоисточна експозиција, југоисточно од врвот Трпезница (2.610 m). Создадено е во карпест басен со елипсовидна форма. Има низок брег обраснат со тревна вегетација. Обемот на бреговата линија изнесува 540 m, додека површината на езерото е околу 18.000 m². Длабочината на Белото Езеро достигнува до

1 m. Дното му е покриено со плочест материјал и наноси од мил. Во северозападниот дел на езерото се наоѓаат неколку постојани и периодични извори. Моренскиот бедем е пресечен со плитко корито преку кое езерото се одлива, т.е. е создадена рекачка која се влива во Боговинска Река. Водостојот на езерото е стабилен, бидејќи овде не егзистираат снежници кои подолго се задржуваат.

Најголемо според површината глацијално езеро на Шар Планина е *Боговинското Езеро*. Тоа зафаќа 66.880 m². Се наоѓа северно од Бристовец (2.675 m), во валов со источен правец на протегање, издлабен помеѓу Мала Смрека (2.436 m) и Бристовец (2.675 m). Боговинското Езеро се наоѓа на надморска височина од 1.960 m. Долго е 452,5 m, а широко 225 m, со обем на бреговата линија од 1.200 m. Делот од дното на валовот каде се наоѓа езерото е карпест. Боговинското Езеро кон исток е заградено со челна морена. Тоа е значително издолжено, по што се разликува од останатите глацијални езера на Шар Планина (валовско езеро). Во крајните западни делови езерото започнува со широчина од 170 m. Кон средината уште повеќе се проширува, додека во источниот дел, кај истеката, неговата широчината е сведена на само 10 m, Бреговата линија на езерото е невоједначена, на места вовлечена и до 45 m. Најголемата длабочина на езерото е забележана во неговиот средишен дел (2,20 m). Мсѓутоа, треба да се напомене дека овде нанесениот мил достигнува моќност и до 1,3 m. До 1952 година длабочината на езерото била за 30



сл. 223, Црно Езеро (248 x 185 m), јужно од врвот Бристовец (2.675 m) на надморска височина од 2.170 m

ст поголема бидејќи тогаш е продлабочено коритото на езерската истека. Езерото големо количество вода прима од Боговинска Река, која во него се влива, но и која од езерото истекува. Вода добива и од повеќе извори што се наоѓаат по страните и дното на валовот.

Црношо Езеро се наоѓа во маркантен, морфолошки јасно изразен цирк со источна експозиција (сл. 223). Црното Езеро лежи во источниот, понизок дел на циркот, јужно од Бристовец (2.675 m) на височина од 2.170 m. Езерото е долго 248 m, а широко 185 m. Најшироко е во западниот, а најтесно во централниот дел - 125 m. Според обемот на бреговата линија од 825 m, Црното Езеро зафаќа површина од 33.520 m². Заградено е со моренски бедем висок 6 m. Неговата точна длабочина не е утврдена, иако се смета дека е подлабоко од Боговинското Езеро. Во северниот дел е забележана длабочина од 2.2 m. Во јужниот дел покрај брегот постојат неколку извори. Езерската истека, инаку лева притока на реката Маздрача, се нарекува Матена. Нејзиното корито уште во времето на Отоманското Царство е продлабочено со цел да истекува што поголемо количество вода која би се користела за наводнување. Во циркот на Црното Езеро постои уште едно езерце на височина од 2.350 m. Тоа е долго 30 m, широко 15 m и длабоко 1 m. На југ, во непосредна близина на Црното Езеро егзистира езерце во завршен стадиум на неговиот еволутивен развој. Има пречник од само 2 m и длабочина од 0,5 m. Од езерцето истекува поток кон Црното Езеро (главен снабдител со вода на Црното Езеро).

Горното и Долно Врачанско Езеро се наоѓаат во циркот на североисточната падина на Белокаменскиот гребен. *Горношо Врачанско Езеро* лежи во карпест басен на височина од 2.282 m. Има тркалезна форма со пречник од околу 40 m и длабочина нешто над 2 m. Заградено е со низок моренски бедем. Со вода се снабдува од снежници, а ја губи со истека. Најголемиот снежник се наоѓа долж југозападниот брег на езерото. *Долношо Врачанско Езеро* се наоѓа на височина од 2.270 m. Има тркалезна форма со пречник од 25 m и длабочина од 1 m. Езерото со вода се снабдува од притока која доаѓа од Горното Врачанско Езеро. Се одлива со истека, која е притока на реката Маздрача.

Деделбешките езера се последните глацијални езера во јужниот дел на Шар Планина. *Големошо Деделбешко Езеро* лежи во карпест басен на височина од 1.980 m. Долго е околу 100 m, а широко до 80 m. Заградено е со моренски бедем висок 4 m. Југоисточниот брег на езерото е деформиран со сипарски материјал. Значите-

лен дел на езерото е препокриено со вегетација. Се одржува само југозападниот дел на езерското огледало, кое е со површина од околу 150 m². Во овој, чист дел на езерото, длабочината достигнува до 0,5 m. Овде дното е препокриено со чакалест нанос. Големото Деделбешко Езеро со вода се снабдува од поток кој се наоѓа на југоисточната страна на циркот. *Малошо Деделбешко Езеро* се наоѓа во цирк на североисточната страна на Лере Маде. Самото езеро е сместено во тркалезен карпест басен на височина од 1.820 m. Заградено е со моренски бедем висок 1,5 m. Должината на езерото изнесува околу 80 m. Неговата ширина достигнува до 30 m. Во југоисточниот дел 2/3 од езерската површина е обрасната со вегетација. Останатиот дел на езерското огледало е со димензии 20 X 10 m. Во близина на северниот брег езерото е длабоко 1,20 m, додека кон средината длабочината му изнесува над 2 m.



сл. 224, Горно и долно Врачанско Езеро во подножјето на врвот Мала Враца (2.536 m) на височина од 2.282 и 2.270 m

таб. 24, Морфометриски карактеристики на глацијалните езера на Кораб - Дешат, според Василески (1989)

име на езерото	н.в. m	должина m	широчина m	површина m ²	должина бр	длабочина m
А. Кораб						
Корабско Езеро	2.470	51,0	20,0	800	-	0,05
Езеро Мал Кораб	2.310	50,0	35,0	1374	120	0,35
Средно Езеро	1.680	43,0	22,0	950	100	1,50
Бачилски Камен	1.760	22,6	17,9	318	51	2,00
Бабин Камен	1.810	43,0	15,0	277	90	0,65
Долно Езеро	1.620	9,4	4,0	30	-	0,50
В. Дешат						
Св. Недела	1.850	24,3	10,5	180	55	0,41
Јужно Гашево	1.770	65,0	11,8	423	150	2,00
Северно Гашево	1.770	54,4	17,5	631	140	2,00
Турен Камен	1.970	26,0	8,5	177	62	2,00

Глацијални езера на Кораб - Дешат

На Планината Кораб (Голем Кораб, 2.753 m) глацијалните езера се јавуваат во изворишни делови на речиси сите речни текови, или пак, на страните на нивните долини. Во изворишниот дел на Рибничка Река се регистрирани четири (4) постојани глацијални езера, а уште толку има и во изворишниот дел на нејзината лева и најголема притока, Длабока Река (Василески 1989).

Корабското Езеро се наоѓа под врвот Голем Кораб (2.753 m). Според височината на која се наоѓа (2.470 m), претставува глацијално езеро на најголема надморска височина во Република Македонија. Должината на езерото во правец југоисток - северозапад изнесува 50 m. Неговата широчина е 20 m, додека длабочината му е мошне мала, само 5 cm. Зафаќа површина од 800 m². Кон крајот на пролетниот период, по топење на снежните маси нивото на водата пораснува за 15 до 25 cm. Во крајниот северозападен дел се наоѓа истека што функционира само при висок водостoj на езерото. Водата од Корабското Езеро истекува кон сливот на Длабока Река. Со вода се храни со топење на снегот и снежниците од почетокот на пролетта до средината на летниот период.

Езерото *Мал Кораб* се наоѓа под истоимениот врв висок 2.683 m. Сместено е во изворишниот дел на Длабока Река, од нејзината лева страна, на надморска височина од 2.310 m. Езерото с со правец на протегање исток - запад и во тој правец достигнува должина од 50 m. Неговата најголема широчина во правец север - југ е 35 m. Обемот на езерото е 120 m, со вкупна површина од 1374 m². При висок водостoj нивото на езерската

вода пораснува за околу 50 cm, додека вообичаено неговата длабочина е 34 cm. Во сливот на Длабока Река, под Кобирино Поле, се наоѓаат уште две глацијални езера но тие не се истражувани.

Во изворишниот дел на Рибничка Река, од нејзината лева долинска страна, на височина од 1.760 m се наоѓа езерото *Бачилски Камен*. Езерото е изградено во моренски наслаги, со правец на протегање југозапад - североисток. Во овој правец неговата најголема должина достигнува 22,6 m. Најголемата широчина му изнесува 17,9 m, Езерото Бачилски Камен зафаќа површина од 318 m². Неговата длабочина е проценета на околу 2 m. *Средното Езеро* се наоѓа веднаш под езерото Бачилски Камен, на надморска височина од 1.680 m. Неговата најголема должина достигнува 18,5 m, а за време на висок водостoj (пролетен период) се зголемува на 43 m. Просечната широчина на езерото е 15 m додека максималната 22 m. Најголемата длабочина е проценета на околу 1,5 m. Во пролетниот период, при висок водостoj, површината му достигнува 950 m², додека за време на летниот период се намалува на 624 m². Водата ја губи преку природна истека во североисточниот дел, но таа функционира само при висок водостoj. *Долното Езеро* се наоѓа во истата долина како и претходните, на височина од 1.620 m. Заградено е со моренски бедем и е ориентирано во правец запад - исток. Во овој правец неговата должина е 9,4 m, додска широчината во правец север - југ му изнесува само 4 m. Зафаќа површина од 30 m², со длабочина од 50 cm. Неговото хранење е преку подземните води во моренските наслаги, а водата ја губи со истека во северниот дел.



сл. 225, Северното Гашево Езеро (1.770 m нв) на планината Дешат

Езерото *Бабин Камен* се наоѓа на северо-запад од истоимениот врв, со височина 1956 m. Сместено е во изворишниот дел на првата поголема десна притока на Рибничка Река, на надморска височина од 1.810 m. Со вода се храни од површински водотеци и извори и секако со топење на снежните маси. Езерото Бабин Камен е со правец на протегање северозапад - југоисток и во овој правец достигнува должина од 43 m. Најголемата ширина на езерото е 15 m, додека просечната 8,1 m. Просечната длабочина на езерото изнесува 40 cm, додека максималната достигнува 65 cm. Зафаќа површина од 277 m². Водата ја губи преку површинска истека која се наоѓа во крајниот југоисточен дел на езерото.

Дешат (Веливар, 2.373 m), како морфоструктурното продолжение на планината Кораб во текот на вирмскиот период во највисоките делови, исто така, бил зафатен со интензивна планинска глацијација. Во изградените циркови и долж дната на валовите по стопување на мразната маса создадени се глацијални езера. Некои од нив, поради малата длабочина, внесувањето на алохтон материјал од површинските водотеци, како и со таложење на органски отпадоци од изумрената вегетација постепено исчезнале. На источната страна на планината Дешат, која припаѓа на територијата на Република Македонија до денес се одржале неколку глацијални езера: Св. Недела, Јужното и Северното Гашево Езеро и езерото Турен Камен.

Езерото *Свџа Недела* се наоѓа во изворишниот дел на реката Лопушник (Видушка Река),

десна притока на реката Радика. Се наоѓа под превалот Св. Недела на дното на цирк на 1.850 m надморска височина. Езерото е насочено во правец југозапад - североисток и во овој правец неговата должина достигнува 24,3 m. Средната ширина на езерото изнесува 7,4 m додека најголемата 10,5 m. Должината на неговата брегова линија е 55 m со вкупна површина на езерската акваторија од 180 m². Со вода се храни од околните извори кои се наоѓаат југозападно од езерото и со топење на снежните маси. Езерото има природна истека што функционира преку целата година.

Јужнојто Гашево Езеро се наоѓа, исто така, во изворишниот дел на реката Лопушник, односно Вадушка Река, на надморска височина од 1.770 m. Езерото е ориентирано во правец југозапад - североисток и во овој правец е долго 65 m. Просечната ширина му изнесува 6,5 m, додека апсолутната достигнува 11,8 m. Длабочината на ова езеро не е измерена, а се проценува на околу 2 m. Обемот на езерскиот брег достигнува 150 m додека неговата површина е 845 m². *Севернојто Гашево Езеро* се наоѓа во непосредна близина на претходното, со кое хидролошки е поврзано, односно во него дотекува вода од Јужното Гашево Езеро. Водата ја губи преку површинска истека што се наоѓа во крајниот североисточен дел на езерото. Морфометриските карактеристики на ова езеро се слични со претходното, со тоа што има нешто позаблена форма.

Езерото *Турен Камен* се наоѓа под планинскиот гребен на Дешат, во изворишниот дел на



сл. 226, Глацијалното езеро Маруша
(18 x 11,8 m) на Стогово

Требешка Река. Сместено е на дното на цирк на надморска височина од 1.970 m. Ориентирано е во правец северозапад - југоисток и во овој правец има должина од 26 m. Неговата најголема ширина достигнува 8,5 m. Обемот на неговиот езерскиот брег изнесува 62 m, а површината 173 m². Со вода се храни од околните извори и со топење на снегот, а ја губи преку истека која се наоѓа во крајниот југоисточен дел на езерото.

Глацијални езера на Стогово

На планината Стогово (Голем Рид, 2.268 m) за време на максималното вирмско заглечување во највисоките делови егзистирала мразна маса (гледери), што се спуштала во сите правци, освен кон западните и југозападните падини (Колчаковски 2002). Резултат на глацијалната состојба се повеќе циркови и неколку помали валови. На Стогово, покрај регистрирани-

от разновиден глацијален релјеф се забележани и неколку помали глацијални езера (Василески 1989). Како постојани, до денес зачувани глацијални езера на планината Стогово се три. Видливи траги на некогашни езера, кои го завршиле својот еволутивен развој се забележуваат на повеќе места во највисоките делови на планината. Постојани езера на Стогово се: Горното и Црното Езеро во циркот Ќенаница и езерото Маруша (сл. 226).

Горното Езеро се наоѓа во северниот дел на планината, на дното на циркот Ќенаница (изворишен дел на реката Свончица), на надморска височина од 1.840 m. Езерото во правец југозапад - североисток е со должина од 31 m, додека најголемата ширина му достигнува 12 m. Брегот на езерото има доста неправилна форма со обем од 120 m. Површината на езерото изнесува 372 m², додека неговата најголема длабочина е 0,9 m. Горното Езеро со вода се храни со топење на снегот, со врнежи од дожд и од околните извори. При висок водостој во северниот дел на езерото се јавува истека која е насочена кон Долното Езеро и долината на реката Свончица. Долното, или *Црно Езеро*, се наоѓа на дното на истиот цирк, оддалечено 48 m североисточно од Горното Езеро. Во правец север - југ неговата должина е 18 m, додека широчината му достигнува 7,2 m. Неговата најголема длабочина изнесува 1,5 m. Ваквите морфометриски карактеристики се менуваат бидејќи по топењето на снежните маси ниво му се зголемува до 1 m (Василески 1989).

Езерото *Маруша* се наоѓа во истоимениот цирк во северните делови на Стогово (изворишен дел на реката Белашница), на надморска височина од 1.790 m (сл. 226). Неговата најголема должина од 18 m е насочена кон североисток. Просечната ширина на езерото изнесува 9,28 m, а најголемата достигнува 11,8 m (Василески 1989). Зафака површина од 166,9 m² и е со мала длабочина, од само 47 cm. Езерото Маруша со вода се храни од површински водотеци, околните извори и со топење на снегот. За време на висок водостој водата од езерото истекува кон југозапад во долината на реката Белешница. Во пролет, за време на интензивното топење на снегот неговото ниво се зголемува за 75 cm.

Глацијални езера на Јабланица

Јабланица (Црн Камен, 2.257 m) која се наоѓа помеѓу Охридско - струшката и Дебарската Котлина во текот на последната, вирмска гла-



цијација, била една од најзагледаните планини во Република Македонија (Колчаковски 1999). Резултат, односно остаток на глацијалните процеси се и четири езера. Глацијалните езера на планината Јабланица според хидрографските карактеристики меѓусебно се разликуваат. Така, на пример, Подгорското и Долното Лабунишко Езеро вода добиваат од извори а ја губат преку истеки, додека Вевчанското и Горното Лабунишко Езеро немаат истеки, а ниту извори во својата непосредна близина од кои би добивале дополнителни количества вода. Поради тоа,

во летниот период кај последните две се јавува голема осцилација на водата. Освен кај Вевчанското на останатите езера е извршена значителна антропогена деструкција.

Вевчанското Езеро е сместено во средишниот дел на истоимениот цирк кој се наоѓа источно од Црн Камен (2.257 m). Езерото е издолжено во правец исток - запад (126 m). Најголемата ширина му достигнува 64 m. Сместено е во југоисточното подножје на карпест (периглацијален) глечер на надморска височина од 1.963 m. Зафаќа вкупна површина од 2.810 m²,



сл. 228, Долното Лабунишко Езеро (90 x 60 m) на планината Јабланица



сл. 227, Подгорското Езеро (266 x 175 m), најголемо
гласијално езеро на планината Јабланица

со максимална длабочина во средишниот дел од 3,95 m. Бидејќи нема притоки ниту истека Вевчанското Езеро се одликува со изразена осцилација на нивото на водата. Поради тоа, при максимално ниво на водата неговиот обем достигнува 645 m, додека при минимални води е 348 m.

Според вкупната површина од 3.999 m² *Подгорското Езеро* е најголемото гласијално езеро на планината Јабланица (сл. 227). Се наоѓа во доста широк, со речиси кружна форма цирк (2,0 X 1,8 km), изграден помеѓу Лабунишкиот Цирк на север и Вевчанскиот на југ (сл. 77). Езерото е сместено во северозападниот дел на циркот, на надморска височина од 1.894 m. Должината на ова езеро во правец исток - запад изнесува 266 m, додека во правец север - југ 175 m. Најголемата длабочина на Подгорското Езеро (3,9 m) се наоѓа на 10 m оддалеченост од западниот брег. Обемот на неговата брегова линија изнесува 755 m.

Северно од Подгорскиот Цирк, изворишниот дел на Лабунишка Река е претставен со два цирка одвоени со врвот Пупољак (2.054 m). Во средишните делови на јужниот цирк, кој има издолжена (1,8 X 1,0 km), скалеста форма, егзистираат Горното и Долно Лабунишко Езеро. *Горното Лабунишко Езеро* е речиси со кружна форма, со должина на брегот од 274 m и вкупна површина од 960 m². Неговите димензии се 78 X 54 m. Максимално измерената длабочина во неговиот средишен дел изнесува 2,85 m (*Спојмилов* 1996). Меѓутоа, со прокопување на канал во неговиот северозападен дел, езерото драстично е намалено, речиси уништено. За разлика од Горното, *Долното Лабунишко Езеро* по природен пат е намалено. Поради тоа има доста неправилна форма, т.е. разгранета брегова линија со обем од 349 m. Во минатото имало елипсовидна форма со правец на протегање северозапад - југо-

исток. Денес ваквата форма е сосема изменета. Нешто е пошироко и подлабоко (2,20 m) во југозападниот дел (сл. 228). Кон исток, кон неговата истека се стеснува. Најголемата должина на езерото е во правец североисток-југозапад (90 m), додека во правец север - југ достигнува 60 m. Главниот извор од кој се снабдува со вода (2 l/s) е во западниот дел. Водата ја губи преку истека



сл. 229, Вевчанското Езеро (126 x 64 m) на
планината Јабланица

во североисточниот дел, која вештачки е про-
лабочена.

Глацијални езера на Пелистер

Планината Пелистер (2.601 m), за разлика од останатите високи планини во западниот дел на Република Македонија, кои се и пониски од нејзе, била зафатена со помал интензитет на глацијална ерозија. Сепак, по топење на мразната маса пред 10 - 12.000 години пне во стадијалните делови на цирковите се создадени услови за егзистенција на неколку глацијални езера. На Пелистер постојат три глацијални езера, и тоа: Големо и Мало и езерото Орлови Бари. Глацијалните езера на Пелистер биле предмет на истражување на повеќе генерации природници, почнувајќи од 1937 година (Јаковљевиќ) па се до најново време (Димитров, Калаузи 1990 - 1991, Василески 2001, Колчаковски 2001).

Големошото Езеро не само што е најголемо на оваа планина, туку е едно и од најголемите глацијални езера во Македонија (сл. 150). Сместено е во маркантен цирк со североисточна експозиција на надморска височина од 2.218 m. Во крајниот дел, кон излезот на циркот е заградено со моќен моренски бедем висок 5 - 6 m. Најголемата должина на езерото изнесува 223 m, со максимална широчина од 162 m. Неговата најголема длабочина (14,5 m) е на околу 60 m оддалеченост од брегот. Големото Езеро со вода се храни со топење на снегот, кој на овие височини се задржува од ноември до јуни. Според тоа, Големото Езеро, највисок водостој има кон крајот на пролетта, додека во летниот период водостојот му опаѓа за приближно 1 m. Во подножјето на моренската преграда се јавуваат изворски води. Од нив се формира Езерска Река (4,5 km), која се влива во Сапунчица. Температурата на водата на езерската површина во текот на август изнесува 15,5°C, додека на дното е 7,2°C.

Малото Езеро се наоѓа јужно од врвот Пелистер (2.601 m), на надморска височина од 2.180 m (сл. 230). Има речиси тркалезна форма со должина од 79 m и широчина од 68 m. Длабочината на Малото Езеро изнесува 2,9 m. Заградено е со полукружен моренски бедем. Малото како и Големото Езеро нема истека, односно со вода се храни со топење на снегот. Во летниот период нивото му се намалува за околу 50 cm.

Источно од врвовите Голема Грива (2.193 m) и Порта (2.290 m) во цирк на надморска височина од 2.038 m се наоѓаат две помали глацијал-

ни езера наречени *Орлови Бари*. Езерцата меѓусебно се поврзани со меандерско поточе. Поголемото езеро има елипсовидна форма со димензии 42 X 28 m и длабочина од 60 cm. Во пролет-



сл. 230, Малото Езеро (79 x 68 m) на Пелистер



сл. 231, Езерата Орлови Бари (2.038 m нв) на планината Пелистер

ниот период, при висок водостој, се зголемува за околу 20 cm, со што достигнува должина од 53 m и широчина од 32 m. Второто, помало езерце, од претходното е оддалечено околу 30 m. Неговите димензии изнесуваат 23 X 15 m, со најголема длабочина од 40 cm.

Глацијални езера на Јакупица

На планинскиот масив Мокра (Јакупица), покрај интензивната глацијација и значителната површина над 2.000 m височина (67 km²) не резултирало во егзистенција (задржување) на езерски басени во бројните циркови. Тоа е резултат на геолошкиот состав - интензивно карстифицирани прекамбриски мермери кои оневозможуваат задржување на вода на дната на цирковите. Сепак, во североисточниот дел на планинскиот масив, во цирк североисточно од врвот Убава (2.352 m) издлабен во прекамбриски микашисти егзистираат две глацијални езера познати под името Салаковски Езера (сл. 151).

Салаковскиите Езера се наоѓаат на дното на циркот на надморска височина од 2.180 m (сл. 232). Меѓусебно се одвоени со низок моренски бедем, но при висок водостој хидрографски се поврзани. Помалото, или северно езеро е долго 40 m, а широко 32 m. Најголемата длабочина, која е во неговиот западен дел изнесува 2,3 m. Поголемото (јужно езеро) е долго 52 m и широко 41 m, со најголема длабочина во југоисточниот дел од 2 m. Езерата со вода се снабдуваат со топење на снегот кој по стрмните страни на циркот се задржува до средината на јули. Се забележуваат и два помали извори (0,05 l/s) во северозападниот дел на помалото езеро. Водата од малото езеро преку истека долга 4 m тече кон големото езеро, а од него преку стрм отсек истекува кон Салаковска Река, лева притока на Кадина Река. Температурата на езерската вода на 12 август 1979 година во 11 часот при температура на воздухот од 15°C, изнесувала 10,9°C (*Спојмилов* 2003). На 21 август 1982 година во 11 часот е забележана температура на водата од 10°C при температура на воздухот од 17°C (*Колчаковски* 1982).



сл. 232, Салаковски Езера (2.180 m нв) под врвот Убава (2.352 m)

Останати генетски типови езера во Република С. Македонија

Покрај маркантните тектонски и повеќето, мошне репрезентативни глацијални езера, на територијата на Република Македонија се сретнуваат и други, според постанокот различни езера од претходно наведените. Тоа се, пред се, мочуришните и пештерските езера и едно природно езеро настанато како резултат на лизгалиште.

Од мочуришните езера, по изведените обемни хидромелиоративни зафати непосредно по II Светска војна најдобро се зачувани оние во Дебарца. Пештерски езера се забележани во Бела Вода, Макаровец, Арамиската Пештера, Убавица, Слатински Извор и во Алилица. За природно езеро може да се смета и езерото Острово кај Св. Наум.

Мочуришните езера до денес најдобро се зачувани во Дебарца. Тоа се: Белчишките Сини Вирој, Новоселски Вир I и Новоселски Вир II во Долна Дебарца и Издеглавското Езеро (Средна Дебарца). Такви се и делумно зачуваното Катлановско Езеро (сл. 233) во Скопската Котлина и Стењското Езеро покрај брегот на Преспанското Езеро.

Езерото *Белчишки Сини Вирој* се наоѓа во Долна Дебарца, помеѓу селата Белчиште и Ново Село. Може да се смета за реликтен остаток на некогашното плиоценско езеро што егзистирало во котлината Дебарца, но и кое било поврзано со Охридското Езеро. Најголемата должина му изнесува 40-50 m, широко е 10 -15 m, а длабо-

чината му достигнува до 4,5 m (*Василески 1999*). Со вода се храни од карстен извор кој се наоѓа во подножјето на варовничката греда Габер, потоа од површински водотеци, подземни води и од атмосферските врнежи. *Новоселски Вир* е второ по големина мочуришно езеро во Дебарца. Неговата најголема должина изнесува 35 - 40 m, широко е 10 - 12 m, а длабоко до 6 m. Останатите мочуришни езера во Дебарца се со помали димензии.

Катлановското Езеро се наоѓа во југоисточниот, најнизок дел на Скопската Котлина, помеѓу реката Пчиња и влезот на Вардар во Тарорската Клисура. Во минатото помеѓу Вардар и Катлановското Езеро постоело коритото на Мрк-



сл. 233, Денешен остаток од некогашното Катлановско Езеро (Скопска Котлина)



сл 234, Специфично по својот постанок Моклишко Езеро во сливот на Ваташка Река (Кавадарци)

вичка Река, преку која за време на висок водостој Вардар се излевал во Катлановското Езеро. Со тоа езерото ја зголемувало својата површина, односно од нормалните $4,24 \text{ km}^2$ нараснувало на 10 km^2 (сл. 184). Меѓутоа, по 1930 година се преземени мелиоративни зафати, при што, шамакот е исушен а површината на езерото значително е намалена. Ваквите зафати се обновени и по II Светска војна. Езерото денес е пред целосно исушување.

Стењскојо Езеро (Блато) се наоѓа кај селото Стење во непосредна близина на западниот брег на Преспанското Езеро. Од него е оддалечено (одвоено) со песочен бедем со широчина од околу 10 m. Езерото има елипсовидна форма со правец на протегање северозапад - југоисток. Неговата максимална длабочина достигнува 3,5 m. Стењското Езеро е настанато со процесот на спуштање на нивото на Преспанското Езеро, односно претставува отргнат дел од него. Со текот на времето се формирало како засебена хидрографска појава.

Во сливот на Ваташка Река - Луда Мара (135 km^2) во областа Витачево се наоѓа, по својот постанок мошне специфичното *Моклишко Езеро*. Езерото е создадено по природен пат, со пре-

градување на Бунарска Река, при лизгање на огромно количество земја (сл. 121). Лизгалиштето се случило на 5 септември 1956 година, при што се затрупани (загинале) 11 лица. Природната препрека на Моклишкото Езеро (сурнатата земја) по *Манаковиќ* (1960) е проценета на околу $15.000,000 \text{ m}^3$, додека според Републичкиот Завод за водостопанство е $2.000,000 \text{ m}^3$. Височината на природната преграда се движи помеѓу 30 и 50 m. Должината и достигнува 400 m. Во езерскиот басен, кој со вода се храни од Бунарска Река се акумулирани $600,000 \text{ m}^3$ вода (сл. 234).

Пештерските езера според своите димензии се мошне мали, но затоа претставуваат посебно дополнувањето на севкупната пештерска внатрешност, а воедно претставуваат и значајно место за егзистенција на засебен жив свет. Во крајниот дел на пештерата Бела Вода (Демир Капија) се наоѓа Маргаритиното Езеро, во Арамиската Пештера (Тиквеш), во нејзиниот краен северен дел егзистира пештерско езеро со должина од 12 m, просечна широчина од 2 m и измерена длабочина од 5 m. Во Макароец I (клисура на реката Бабуна) пештерското езеро е со димензии 10 X 6,5 m итн.



сл 235, Ерозивен водопад на локалитетот Лешница
на Шар Планина

Водопади

Водопадите може да се дефинираат како специфични хидроморфолошки појави кои настануваат на речните корита, а поретко може да се јават и на места на извори. Во Република Македонија се проценува дека има околу 150 водопади со различно генетско поотекло, различна височина и различно количество вода (Василески 1999). Терминот водопад може да се дефинира и како вертикален или приближно вертикален карпест отсек кон кого е насочен речниот тек, при што, водата вертикално или приближно вертикално паѓа надолу.

Во зависност од морфолошката еволуција водопадите се создаваат на различни места долж речното корито. Најголемиот број водопади во Република Македонија се јавуваат на водотеците кои го немаат усогласено надолжниот речен профил, односно кај планинските реки. Посебно се карактеристични на места каде се јавуваат изразени раседни структури, како и во изворишните делови на планинските реки, на места каде била присутна интензивна планинска глацијација.

Од водопадите со *шекџонско ѝоџекло* во Македонија најпечатливи се на планината Беласица (Радомир, 2029 m). На северните, мошне стрмни падини на Беласица (типичен хорст) се јавуваат изворишните делови на повеќе помали водотеци. Течејќи на север, кон дното на Струмичката Котлина, во долните делови пред влезот во котлината, пресекуваат неколку напореднички поставени раседни дислокации. На

ова место се јавуваат повеќе водопади, меѓу кои посебно се истакнуваат Смоларскиот и Колешинскиот Водопад.

Смоларскиот Водопад е изграден на истоимената река, десна притока на Струмичка Река. Смоларска Река (6,8 km) извира на 1.720 m а се влива на 204 m надморска височина. Просечниот пад на речното корито изнесува 221,5 % што јасно говори за нејзиниот изразен планински



сл. 236, Смоларски (лево) и Колешински Водопад (десно) на планината Беласица



сл. 237, Водопадот „Бучало“ на Брничка Река (лева притока на Црна Река) во Мариово (лево) и дел од Габровскиот водопад (десно) на планината Беласица



сл. 238, Пројфел (138 m), најголемиот водопад во Република Македонија

карактер (Василески 2003). Смоларскиот Водопад се наоѓа северозападно од селото Смолари, на надморска височина помеѓу 480 и 520 m (сл. 236). Вкупната височина на вертикалниот отсек на водопадот е 39, 5 m. Се состои од два дела, од кои горниот е со помала (7 m) а долниот со поголема височина (32,5 m), но и двата дела сочинуваат една целина. *Колешинскиот Водопад* се наоѓа, исто така, на планината Беласица, запад-

но од Смоларскиот. Неговата генеза е идентична на Смоларскиот, односно претставува тектонски водопад изграден на реката Баба. Височината на Колешинскиот Водопад изнесува 17 m (сл. 239).

Во Република Македонија се регистрирани и околу 50 водопади кои според генетската класификација припаѓаат на типот *ерозивни водопади*. Ерозивните водопади може да настанат со назадно (регресивно) всекување на речното ко-

рито, при смена на геолошкиот состав (промена на цврсти карпи со меки седименти), или пак, на места каде помалите реки се вливаат во поголема река, т.е. поради различната брзина на вертикалното всекување на речните текови.

Посебно впечатливи водопади настанати со регресивно всекување на речното корито се на Ротушка Река (десна притока на реката Радика). Најголемиот од нив, *Росџушкиот Водопад II* е со височина од 23,4 m (Василески 1999). Четири вакви водопади, но со помали димензии се забележани на Мала Река, лева притока на Ротушка Река. Ерозивни водопади настанати поради побрзо всекување на главната река во однос на нејзините притоки (на кои се јавуваат водопадите), се забележани на повеќе места во долината на реката Радика (Жировничка Река, Житинска, Папрадничка Река и др). Таков е и *Брничкиот Водопад* (Бучало) на јужните пади-

ни на Селечка Планина - Мариово (Сџанкоски 1986). Настанат е на Брничка Река (лева притока на Црна Река), која неможела да го следи вертикалното всекување на Црна Река (сл. 237). Брничкиот Водопад е висок 18 m со количество на вода во најсушниот и најтопол месец (јули) од 23 l/s.

Ерозивни водопади настанати на отсеци формирани во постгласијалниот период, на места каде доаѓало до спојување на главниот и страничните (помали) глечери, се забележуваат на планината Кораб. Таков е водопадот на Длабока Река, висок 138 m, како и водопадот *Пројфел*, висок околу 138 m (сл. 238). Посебно специфична појава за територијата на Република Македонија и воопшто е водопадот во пештерата Горна Ѓоновица (Убавица) на планината Буковик. Неговата височина изнесува 4 m (Маковиќ 1970).

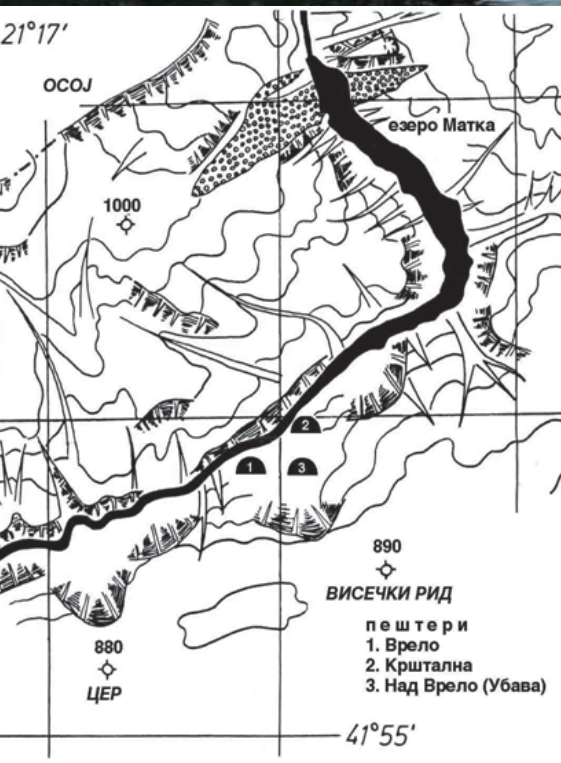
сл. 239, Посета на студенти на Колешинските Водопади на планината Беласица





сл. 240, Охридското Езеро, дел од светското природно наследство





сл. 241, Кањонот Матка на реката Треска



Литература

- Андоновски Т., Зиков М.** (1989): Морфолошко и морфометриски карактеристики на Дојранското Езеро и влијанието на осцилациите врз нивно создавање. МАНУ, Скопје.
- Андријевиќ М.** (1991): Хидрографски и хидролошки карактеристики на Дојранската Котлина и на езерото. ДЕМ, Скопје.
- Василски Д.** (1989): Радика. АД Напредок, стр. 1-264, Тетово.
- Василески Д.** (1995): Класификација на езерата во Република Македонија според начинот на постанок на езерските басени. Геогр. разг., кн. 30, стр. 71-79, Скопје.
- Василески Д.** (1996): Планинските езера на Дешат во националниот парк „Маврово“. Балк. конф. „Националните паркови и нивната улога во заштита на биодиверзитетот на Балканскиот Полуостров“, стр. 199-204, Охрид.
- Василески Д.** (1997): Студенчица, физичко-географска студија. ЕкоРитам, стр. 1-135, Скопје.
- Василески Д.** (1999): Хидрографски карактеристики на котлината Дебарца, Геогр. раз., кн. 34, стр. 23-52, Скопје.
- Василески Д.** (1999): Типови на водопади во Република Македонија според начинот на нивниот постанок. Год. збор. на ПМФ, Институт за географија, кн. 33-34, стр. 39-46, Скопје.
- Василески Д.** (2000): Површински водотеци со понорнички карактер во Република Македонија. Зборник II Конгрес на географите на Република Македонија, стр. 105-111, Охрид.
- Василески Д., Панов Н.** (2002): Заштита на изворите во сливот на река Радика, како важно хидрографско - туристички мотив. Геод. збор. кн. 35-36, стр. 167-175, Скопје.
- Василески Д.** (2001): Планинските езера во националниот парк „Пелистер“ како важни туристички мотиви. Науч. мис, IV, стр. 55-64, Битола.
- Василески Д.** (2003): Смоларски Водопад. АД Напредок, стр. 1-42, Тетово.
- Гашевски М.** (1966): Извори и нивна карактеристика во сливот на Горни Вардар. Геогр. раз., кн. 4, стр. 65-77, Скопје.
- Гашевски М.** (1966): Врела во извориштето на Црна Река. Геогр. раз., кн. 4, стр. 111-117, Скопје.
- Гашевски М.** (1968): Некон појаснувања во врска со потеклото на водата во врелото Рашче. Водост. проб., кн. 4, стр. 127-135, Скопје.
- Гашевски М.** (1968): Некои основни карактеристики на коритото на Вардар од изворот до грчката граница. Зборник VIII Конг. на геогр. од СФРЈ, стр. 177-188, Скопје.
- Гашевски М.** (1970): Вардар, најголема и најзначајна македонска река. Геогр. вид., кн. 1, стр. 72-80, Скопје.
- Гашевски М.** (1971): Лазарополска Река - пример за акорелативност помеѓу топографската и хидролошката вододелница. Водост. проб., бр. 5, Скопје.
- Гашевски М.** (1972): Водите на СР Македонија Нов. Мак, Скопје.
- Гашевски М.** (1975): Слив и режим на река Струмица. Геогр. раз., кн. 13, стр. 19-44, Скопје.
- Гашевски М.** (1978): Основни хидрографски особености на речната мрежа во СР Македонија. Геогр. раз., кн. 15-16, стр. 29-38, Скопје.
- Гашевски М.** (1979): Основни хидрографски особености на главните притоки на Вардар во СР Македонија. Геогр. раз., кн. 17, стр. 33-53, Скопје.
- Гашевски М.** (1983): Хидрографско - хидролошке карактеристики Скопске котлине. Гласник СГД, св. LXIII, бр. 2, стр. 55-62, Београд.
- Гашевски М.** (1984): Хидрографски особености на Мариово. Мариово, комплексни географски проучувања, ГФ, стр. 107-132, Скопје.

- Гашевски М.** (1989): Хидрографски - хидролошки особености. Потенцијални можности за развој на Козјачијата и Средорек, ПМФ, Инст. за геогр., стр. 39-49, Скопје.
- Галиќ К.** (1962): Фосилна делта на Вардар. Геогр. раз., кн. 1, стр. 69-76, Скопје.
- Димитров Н., Калаузи В.** (1990-1991): Уште нешто за трагите од фосилниот лација-лен релјеф на Пелистер. Зборник на Зав. за зашт. на спом., бр. 10-11, стр. 108-118, Битола.
- Димовски М.** (1996): Режим на отекнување на врнежите во сливот на реката Бабуна. Зборник I Конгр. на геогр. од Р.М., стр. 121-126, Скопје.
- Дукић Д.** (1984): Хидрологија копна. НК, стр. 1-498 Београд.
- Ѓузелковски Д.** (1997): Подземни води (издан за решавање на водоснабдувањето во Р. Македонија и нивната заштита. Инст. „Геохидропроект“, стр. 1-293, Скопје.
- Измајлов Н.** (1958): Тиквешки угљеносни басен (са нарочитим освртом на фазе језерског стања Повардарја). Труд. на Геол. зав. на НРМ, св. 6, стр. 5-62, Скопје.
- Јаковљевић С.** (1937): Лацијална језера на Пелистеру. Глас. ГД, св. XXIII, Београд.
- Јовановић П.С.** (1924): Загађени карст. Збор. рад. пос. Јовану Цвијићу, стр. 397-410, Београд.
- Јовановић П.С.** (1925): Врело у селу Рашче. Глас. ГД., св. 11, стр. 131-134, Београд.
- Колчаковски Д.** (1982): Природно-географски карактеристики на Кадина Река. Дипл. раб. стр. 1-72, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1991): Крашки рељеф Скопске Котлине (маг.р.), стр. 1-170, Београд.
- Колчаковски Д.** (2003): Основни природно-географски карактеристики на Шар Планина (геологија, геоморфологија и хидрологија). Билт. истраж. друш. студ. биол. 2, стр. 3-7, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2006): Основни хидрогеографски карактеристики на карстните врвотци во Република Македонија, Геогр. Раз., Кн. 40, стр. 5-17, Скопје.
- Котевски Ѓ.** (1987): Хидрогеологија на минералните, термалните и термоминералните води на територијата на СРМ. Самоуп. Прак., стр. 1-352, Скопје.
- Krivokapic D.** (1969): Sar Planina - turisticko geografski prikaz predela i naroda. Turist. Stam., Beograd.
- Кекиќ А.** (1969/70): Досегашните проучувања на изворот Рашче и програма за понатамошните истражувања. Труд. на Геол. зав. на СРМ, св. 14, стр. 197-215, Скопје.
- Kekic A.** (1976): Prilog poznavanja karstne izdani na gornjem slivu reke Bosave. Cetv. jugosl. geol. kong., str. 71-94, Ljubljana.
- Кекиќ А.** (1985): Извештај за извршеното боене за докажување водозадржливоста на акумулацијата „КОЗЈАК“ и општ осврт за карстот и режимот на карстната издан во пошироката околина. Стручен архив на ГЗ (ракопис), стр. 1-31, Скопје.
- Кекиќ А.** (1986): Геологија и хидрологија на Полошката Котлина и потеклото на водата од изворот Рашче. Сам. прак., стр. 1-152, Скопје.
- Ласкарев В.** (1956): Преглед на палеогеографијата на Охридското Езеро за време на неогенот. Трудови на Геол. зав. на СРМ, св. 5, стр. 5-11, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1957): Планина Жеден (морфолошко-хидрографски приказ). Год. збор. на ФФ, Природно-мат. оддел, кн. 10, стр. 169-192, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1960): Урнис Брда Градот. Збор. рад. САНУ, ГИ, Књ. 17, стр. 119-128, Београд.
- Манаковиќ Д.** (1962): Потекло на водата во врелото Рашче. Год. збор. на ПМФ, географија - геологија, кн.13, св. 1, стр. 59-67, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1962): Хидрографски врски на реката Крапа и врелото Асаноец. Геогр. раз., кн. 1, стр. 52-55, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1966): Некои релјефни елементи во поречието на Бабуна и Тополка со Титовелешката Котлина. Год. збор. на ПМФ, географија и геологија, кн. 15, св. 3, стр. 87-139, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1968): Средно Вардарско Езеро. VIII Конгрес на географите од СФРЈ, стр. 155-163, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1969): Некои појави на карстна хидрографија на Македонија. Год. збор. на ПМФ, географија и геологија, кн. 17, стр. 269-272, Скопје.

- Манаковиќ Д.** (1970): Пештера Убавица (Голема пештера - Шпела Мозе). Петти југосл. спел. кон., стр. 35-40, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1971): Подземни карстни облици во поречието на Каменица со карсна хидрографија. Год. збор. на ПМФ, Географски институт, кн. 19, св. 7, стр. 41-59, Скопје.
- Манаковиќ Д., Андоновски Т.** (1976): Хидро-спелеолошки испитувања на дел од Катлановски Рид. Геогр. Раз., кн. 14, стр. 5-16, Скопје.
- Манаковиќ Д.** (1980): Оазни тип карстне хидрографије Македоније. *Sed. jug. speleol. kong.*, str. 293-309, Titograd.
- Манаковиќ Д.** (1984): Подземна циркулација на водата во зависност од положбата на варовничките маси во однос на непропусни стени со примери од СР Македонија. *Dev. Jugoslav. speleol. kong.*, str. 269-278, Zagreb.
- Милојевиќ Б.Ж.** (1938): Долина Западне Мораве, Мораче и Треске. Пос. изд. СГД, стр. 1-66, Београд.
- Милески Г.** (1965): Врелото Шум и неговите потенцијални можности. Геогр. раз., кн. 2-3, стр. 107-112, Скопје.
- Милески Г.** (1970): Дојранско Езеро. Геогр. вид., кн. 1, стр. 26-35, Скопје.
- Милески Г.** (1972): Преспанско Езеро. Геогр. вид., кн. 2-3, стр. 38-50, Скопје.
- Милески Г.** (1973): Охридско Езеро. Геогр. вид., кн. 4, стр. 67-78, Скопје.
- Недков В.** (1967): Термално-минерални извори и бањата Кежовица, Геогр. раз., кн. 5, стр. 145-154, Скопје.
- Панов М.** (1976): Географија на СР Македонија 1, Прос. дело, стр. 1-403, Скопје.
- Петрушевски И.** (1974): Хидрографија во Македонија на неколку постари карти. Геогр. раз., кн. 12, стр. 79-90, Скопје.
- Радовановиќ В.С.** (1931): Холокарст Хуме под Кожуфом. Глас. СНД, књ. IX, св. 3, стр. 108-159, Скопје.
- Ракијевиќ Т.** (1965): Хидролошки реони у СР Македонији. Збор. рад. Геогр. инст ПМФ, св. XII, Београд.
- Ridjanovic J.** (1989): Hidrogeografija. *Skol. Knj.*, str. 1-221, Zagreb.
- Станкоски С.** (1966): Хидрографија на Треска. Геогр. раз., кн. 4, стр. 91-110, Скопје.
- Станкоски С.** (1972): Кањонот на реката Треска и езерото Матка, Геогр. вид., кн. 2-3, стр. 151-154, Скопје.
- Станкоски С.** (1986): Брнички Водопад, Геогр. раз., кн. 23-24, стр. 157-160, Скопје.
- Стојановиќ М.** (1995): Дојранско Езеро - постанок, еволуција, одумирање. Геогр. раз., кн. 30, стр. 81-89, Скопје.
- Станковиќ С.** (1959): Охридското Езеро и неговот жив свет. „Култура“ - Скопје, стр. 1-422, Скопје.
- Stankovic S.** (1960): The Balcan lake Ohrid und its liwing W. junk. *Monogr. Boil.* 9, p.p. 1 -357, den Hag.
- Стојадиновиќ Ч.** (1952): Трагови прелимниског релјефа југозападне Македоније. II Конгрес на геогр. од ФНРЈ, стр. 41-47, Скопје.
- Стојадиновиќ Ч., Шапкарев Ј.** (1962): Врелото на Црн Дрим (Острово) кај манастирот Св. Наум. Год. збор., кн. 13, стр. 27-46, Скопје.
- Стојадиновиќ Ч.** (1965): Езерата во западна Македонија на некон карти и атласи од втората половина на XVI до крајот на XIX век. Геогр. раз., кн. 2-3, стр. 69-78, Скопје.
- Стојадиновиќ Ч.** (1966): Осврт врз резултатите на досегашните проучувања на басените од Десаретските Езера и поранешните хидрографски врски помеѓу нив. Геогр. раз., кн. 4, стр. 27-37, Скопје.
- Стојадиновиќ Ч.** (1967): Хоризонтална развиеност на брегот од Охридското Езеро. Геогр. раз., кн. 5, стр. 73-90, Скопје.
- Стојадиновиќ Ч.** (1968): Генеза на литоралниот релјеф на базенот од Охридското езеро и неговите тектонски и абразивни форми. Год. збор. на ПМФ, Географ; инст., кн. 16, стр. 103-128, Скопје.
- Стојмилов А.** (1996): Глацијални езера на планината Јабланица. Геогр. раз., кн. 31, стр. 67-78, Скопје.
- Стојмилов А.** (1998): Глацијални езера на Јакупица (Мокра Планина). Геогр. раз., кн. 32-33, стр. 5-15, Скопје.
- Стојмилов А.** (1974): Туристичка вредност на термоминералните и минералните извори

во Скопска Котлина. Геогр. вид., кн. 5, стр. 15-24, Скопје.

Стојмилов А. (2003): Физичка географија на Република Македонија. ПМФ, стр. 1-311, Скопје.

Страчков М. (1974): Хидрогеолошки услови на Охридската Котлина во врска со генезата на езерото. Симп. МАНУ, стр. 41-53, Скопје.

Змејковски М. (1996): Хидрографско-хидролошки карактеристики на реката Студенчица. Зборник I Конгр. на геогр. од Р.М, стр. 127-132, Скопје.

Цвијић Ј. (1906): Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије, кн. I, стр. 1-387, Београд.

Цвијић Ј. (1911): Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије, кн. II, стр. 689-1272, Београд.

Цвијић Ј. (1924): Геоморфологија (књига прва), стр. 1-588, Београд.

Skoklevski Z. - Krstevski S. (1981): Korelaciona analiza izdasnosti vrela Rasce. Nas Krs, vol. VI, br. 10-11, str. 129-137, Sarajevo.



сл. 240, Наталиева рамондија (*Ramonda nathaliae*)
балкански ендемит и терциерен реликт



БИОГЕОГРАФСКИ КАРАКТЕРИСТИКИ

Кај повеќето истражувачи што работеле на зоогеографските и фитогеографските проблеми на Балканскиот Полуостров, биогеографските територии што ги издвојуваат меѓусебно значително се разликуваат, и тоа, како територијално, така и во однос на хиерархиската поставеност. Најчесто ваквата невооднашеност доаѓа од различните сваќања за суштината и обемот на поимите: област (регион), подобласт (субрегион), провинција, потпровинција и сл. Така, на пример, поголемиот број природници медитеранската биогеографска територија ја земаат за подобласт (субрегион), додека има случаи кога се поставува и во рангот на провинција. Одредени автори медитеранската територија ја соединуваат со европската во евро - медитерански субрегион (подобласт). Меѓутоа, уште *Martino* (1929) во низа трудови говори за неопходното разликување на цицачите од *древномедиџеранскиите* во однос на фауната на *средноевропскиите* планини. Исто, така, и *Vuljif* (1944) ја издвојува засебноста на флората на медитеранските планини. Медитеранските полупустини (отворени, каменести и аридни терени) со полутрмушки во кои во пролетниот период се присутни и разновидни треви, како што истакнува *Matvejev* (1961) „до денес не се издвоени како засебна биогеографска единица“.

Територијата на Република Македонија (25,713 km²), која го зафаќа речиси централниот (внатрешен) дел на Балканскиот Полуостров, поради одредени историски причини, а веројатно и како резултат на незначителната големина (5,5 % од територијата на Балканскиот Полуостров), не била предмет на засебни, комплексни биогеографски опсервации. Биогеографските карактеристики на Македонија најчесто се разгледувани како дел од просторот на поранешна СФРЈ (*Matvejev* 1960), или пак, поретко во рамките на Балканскиот Полуостров (*Сџојанов* 1950). При фитогеографската поделба на Југоисточна Европа е опфатена и територијата на Македонија (*Horvat* 1954), што е едно од првичните сознанија во овој домен. *Fukarek* (1977), при вегетациско-фаунистичката поделба на поранешна Југославија, територијата на Македонија ја поделил на три биогеографски подрачја. Јужнодинарското или *Шарско-џингско* подрачје ги опфаќа западните и јужните делови на Македонија, до Кожуф на исток. *Егејско-субмедиџеранското* подрачје на север допира до Скопската, додека на исток до Кочанската Котлина, а *Мезискојто* (Мезиско-родопско) подрачје го поставил во крајните источни делови, почнувајќи од Малешевските Планини до Скопска Црна Гора на север.

Најрелевантни и најкомплексни биогеографски сознанија, во кои е вклучена и територијата на Република Македонија, во неколку капитални дела изнесува *Matvejev* (1961, 1989, 1995). Генерална оценка на неговите резултати е дека од биогеографски аспект Балканскиот Полуостров претставува една од најкомплицираните територии во Европа, во која Македонија има особено специфично место. Така, на пример, од вкупно презентираните седум (7) биомии на територијата на поранешна

СФРЈ (*Matvejev - Puncer* 1989), некои повеќе некои помалку, меѓутоа сите се застапени и во Република Македонија. Или пак, во источните делови на планината Кожуф, почнувајќи од Гевгелиската Котлина до највисоките делови на планината, на околу 200 km² присутни се пет (5) биоми, додека на целата територија на Финска (338,145 km²) се застапени само три (3).

Карактеристично за досегашните истражувања на природата во Македонија, а со тоа и за нејзиниот жив свет е, покрај стекнатиот голем број разновидни сознанија (*Кошанин* 1924, *Ем* 1974, *Мицевски* 1974 и др.), посебно со повеќетомната публикација на МАНУ за „Флората на Македонија“ од *Мицевски* (1985, 1993, 1995, 1998, 2011), *Мицевски и Матевски* (2005) и *Матевски* (2010, 2021) е недостаток, со мал број исклучоци (*Филиповски, Ризовски, Ристевски* 1996), на комплексни проучувања за палеогеографијата и геодиверзитетот и нивното влијание врз денешната биолошка разновидност.

ПРИЧИНИ ЗА БИОГЕОГРАФСКАТА РАЗНОВИДНОСТ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Југоисточниот дел на Европа, попознат како Балкански Полуостров, во основа е сместен во сре-дишниот, северен дел на Медитеранскиот Басен, иако најчесто се зема за источен дел на Медитеранот. Ако се земат за северна граница реките Сава и Дунав, тогаш, заедно со бројните острови, особено островот Крит (8.286 km²), Балканскиот Полуостров е со површина од околу 470.000 km². Не-говата најголема ширина, долж 45° стш, изнесува 1.260 km, додека меридијанската должина дос-тигнува до 950 km.

На Балканскиот Полуостров се забележани околу 7.000 виши растенија, од кои, над 1.800 се ендемични, што претставува приближно 30 % од неговата вкупна флора. Голем број од балканските ендемични видови имаат реликтен карактер (палеоендеми). Освен тоа, се забележуваат и голем број реликтни растенија што не се ендемични за Полуостровот. Такви се: ореот (*Juglans regia*), чинарот (*Platanus orientalis*), зелениката (*Buxus sempervirens*) и многу други. Суб ендемити, т.е. растенија со главен ареал на распространетост на Балканскиот Полуостров, кои воед но се и реликтни, се: *Crocus chytanthus*, *Iris reichenbachii*, *Juniperus excelsa* и др.

таб. 25, Намалување на температурите на Балканскиот Полуостров со зголемување на географска та ширина: 1, Белград, 2. Ниш, 3. Скопје, 4. Велес, 5. Гевгелија, 6. Солун, 7. Атина

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	с. год	г.ш.
1	-0,2	1,1	6,2	11,9	16,8	20,4	22,7	21,3	17,8	12,7	8,0	1,1	11,6	44°45
2	-0,3	1,0	6,2	11,8	16,5	20,3	22,9	21,7	18,2	13,1	8,2	1,2	11,7	43°20
3	0,4	1,0	6,7	12,1	17,0	20,1	23,2	23,0	18,5	12,3	7,1	2,0	12,2	41°59
4	1,8	4,2	7,8	12,9	18,1	22,1	24,9	24,1	19,9	13,9	8,4	3,7	13,4	41°43
5	3,4	5,5	8,5	13,2	18,4	22,8	25,0	24,6	20,2	14,2	9,0	5,2	14,2	41°09
6	5,6	7,2	10,0	13,9	19,4	23,3	26,7	25,6	22,2	17,8	11,1	7,8	15,9	40°45
7	9,3	10,3	11,9	15,0	19,3	23,6	27,0	26,9	23,7	20,1	14,2	11,0	17,7	38°00

Врз несомнено разновидната природа (биоразновидност) на територијата на Македонија влијание имаат повеќе фактори. Така, на пример, самата глобална положба на Република Македонија е на границата помеѓу умерениот и суб-тропскиот појас, со што повеќе климатолози ја поставуваат во континентално - средоземноморската климатска област. Разбранетата морфопластика, т.е. мозаично поставените, како на шаховска табла петнаесетина планини, чии врвови ја надминуваат височината од 2.000 m, покрај повеќекратното значење за биодиверзитетот, овозможуваат и појава на планинска клима. Освен позитивните структурни форми (хорстови) од геотектонски аспект важно место заземаат и грабените (котлини), кои на територијата на Република Македонија главно меѓусебно комуницираат со клисурести долини. Од биогеографски аспект ваквото нешто е особено значајно за појавата на повеќе рефугиални подрачја (Ем, Џеков,

Ризовски 1985). Геолошката разновидност, што на одделни простори е речиси и повеќе од комплицирано, има посебно значење за педогенезата на почвите, а со тоа и за појава на над триесет засебни почвени типови (Филиповски 1995), што пак е посебно важно во оформувањето на богатиот флористички спектар.

Бурните геодинамички процеси и палеогеографските промени (сл. 182), самата географска положба (раскрсница на најразлични биогеографски влијанија) и бројните, мозаично распоредени еколошки живеалишта, условиле голем диверзитет, како на одделни делови, така и на целата територија на Република Македонија. Таа, заедно со Балканскиот Полуостров е еден од најзначајните рефугијални региони во Европа за време на плеистоцената глацијација, каде посебно се издвојуваат, од една страна древните терциерни, а од друга глацијални реликти. Ваквите територии, како резултат на сложениот геоди-



сл. 243, Кошанинова темјанушка (*Viola kosaninii*), балкански ендем и терциерен реликт на планината Јакупица

верзитет и бурната палеогеографска историја, со сите досегашни климатски промени во Светот се означуваат со терминот „жешки места“ (Колчакоски 2001). Присутноста на повеќе биоми, или нивни елементи, како и исклучително високиот процент на ендемични и реликтни таксони и заедници, само ја потврдува изнесената констатација. До вакви сознанија дошол и ботаничарот Horvat. Овој знаменит природник вели дека: „клицуриште во Македонија, поради особеноста еколошката, од терциер до денес се засолништите на една од најбогатите реликтни флори и вегетација во Европа. Миналото на европската флора може да се разбере само со познавањето на растителниот свет на овој средишен балкански простор. Зајато познавањето на вегетацијата на македонските планини ги минува не само македонските туку и европските рамки, станува темелен фактор за разбирање на планинската вегетација во северното холарктичко флористичко царство“ (Horvat 1960). Специфика на вегетацијата на територијата на Македонија, особено на блатната (Мицевски 1967) и високопланинската (Кошанин 1924) е во појавата на исти локалитети да се развиваат терциерни и глацијални реликти (Мицевски 1974). Или, пак, значајно е да се напомене дека при зоогеографското зонирање на континенталните (слатки) води во Светот, најголемиот по површина палеоарктички регион е поделен на: европско-централноазиски, сибирски и охридски субрегион (Лојашин 1989). Ваквото значење што се дава на Охридското Езеро е резултат на присуството на еден богат и посебен ендемичен и реликтен жив свет во неговиот акватичен екосистем. Терциерните реликти што успеале до де-

нес да се сочуваат на територијата на Република Македонија претставуваат и значајни индикатори за минатите климатски прилики. Како индикатори на тропската клима (горен еоцен, долен олигоцен) се: *Ramonda nathaliae*, *Ramonda serbica* и *Osmunda regalis*, додека за степската до полупустинска, карактеристична за раниот плиоцен се: *Morina persica*, *Astragalus parnassi*, *Hedysarum macedonicum* и др.

Палеогеографската историја и положбата на која се наоѓа Балканскиот Полуостров (со тоа и Република Македонија) условило неговите фитогеографски врски најмногу да бидат насочени кон предна Азија. Не помалку од 90 видови се општи за предна Азија и јужните делови на Полуостровот, а над 50 за предна Азија и внатрешноста на Балканскиот Полуостров, до Македонија на запад (сл. 244). Такви се, на пример: *Juniperus excelsa*, *Schivereckia deorfleri*, *Hypericum rodopaeum* и др. Над 160 видови се општи за предна Азија и севкупната територија на Балканскиот Полуостров. Флористичкото влјание на Средна Европа е најмногу изразено преку врската на Балканскиот Полуостров и Алпите. Такви се, не помалку од 280 видови на високопланинските (тундрови) територии, особено во северозападните делови на Полуостровот. До Македонија допираат околу 100, а до Рилско-пиринската морфоструктура околу 140 алпски видови. Понатаму, кон југ и исток, бројот драстично им се намалува. На Пелопонез ги има 17, а на Крит доаѓа само еден алпски вид. Добро се изразени и врските на Балканскиот Полуостров со степската област на исток од него. Претставници на ваквата поврзаност се, на пример: *Diantus pseudarmeria* (се сретнува во Тракија и Јужна Русија), потоа *Astragalus vesicarius* (Македонија, Бугарија, Кафказ, Јужна Русија) и др. Врските со Медитеранот се несомнено силно изразени. Околу 1.700 видови, или 24 % од вкупната растителност на Полуостровот се типично медитерански. Од близу 7.000 растителни видови на Балканскиот Полуостров 560 се дрвенести, или грмушки, од кои, 104 се вечно зелени (24 иглолисни). Во Република Македонија се регистрирани 302 дрвенести вида и подвидови, од кои, 40 се вечно зелени. Општо земено, може да се каже дека Балканскиот Полуостров, со тоа и Република Македонија, претставува разновидна, богата и мошне сложена територија од биогеографски аспект.

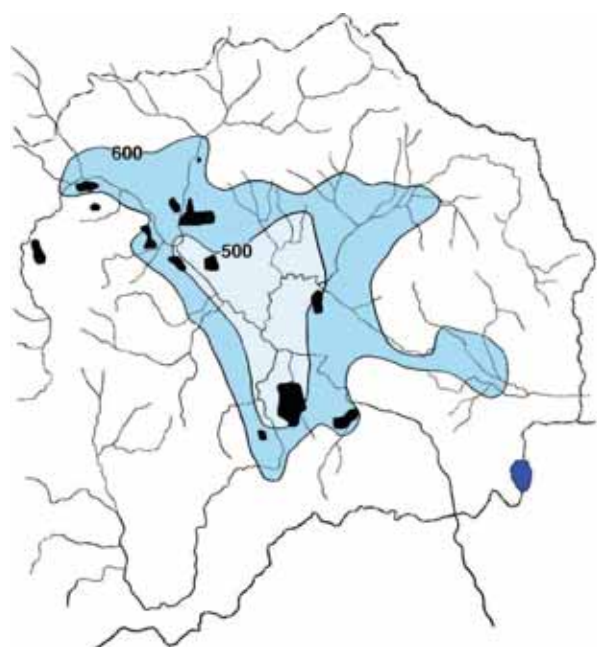
Несомнено, територијата на Балканскиот Полуостров биогеографски припаѓа на холарктикот (палеоарктик). Бидејќи различни биогеографи натамошното зонирање на палеоарктикот

го изведуваат различно, неможно е со точност да се изнесе кои се провинции имаат свои елементи на Полуостровот. Територијата на Балканскиот Полуостров претставува граничен дел помеѓу медитеранскиот и евросибирскиот биогеографски субрегион. Меѓутоа, самата граница, поради широката отвореност на Полуостровот кон средишните делови на Европа е доста нејасна

Медитеранскиот и европскиот биогеографски субрегион територијално се земаат за дрвен центар на европскиот дел на океанот Тетис. Нивните сегашни граници на југ допираат до пустините во Африка и Арабија, додека на исток до Средна Азија. Медитеранскиот биогеографски субрегион од историско-геолошки аспект е доста сложен. Во палеоген, во внатрешноста на Тетис се наоѓале помали копна, делови на т.н. Мезогейда. Едно од овие копна е и пракопно то на денешната малоазиско - балканска територија. Контурите на ваквите помали и поголеми копна постојано се менувале, како резултат на продирањето или повлекувањето на океанот Тетис, условено од моќните орогени движења. Сето ова предизвикало општите палеогеографски прилики на подрачјето на медитеранското пракопно во текот на палеоген значително да варираат, од тропски до умерени, а делумно постоеле и поголеми аридни подрачја. Еоценската вегетација, чии фосилни остатоци се наоѓаат на многу локалитети (пример, Овче Поле), припаѓа на типично тропската вегетација од овој временски период. Но, за разлика од влажната тропска вегетација во северните делови на тогашна Ев-

ропа, во текот на палеоген на балканското копно преовладува ксерофилна дрвенеста вегетација и цветници карактеристични за тропско-субтропските климатски прилики во кои се изразени и сушни периоди. Такви се, на пример: *Eucalyptus*, *Dryophyllum* и *Ziziphus* (Панџић, Дулић, Горђевић 1998). Во неоген настануваат нови, значајно изразени географски и геоколошки трансформации на веќе формираното балканско копно, како нов (најмлад) дел на европското копно. Една од значајните појави е брзата експанзија, пред околу 15 милиони години, на миоценската степско-саванска вегетација. Во горен миоцен и во плиоцен зоната на „сува“ тревна вегетација веќе минува преку балканските простори и Медитеранот. Во долен плиоцен, пред околу 5 милиони години, долж јужните, рабни делови на Панонското Море, во услови на сеуште доста влажна и топла субтропска клима егзистира мочуришна вегетација. Во внатрешноста, во котлините и околу езерата (Македонија), исто така, постои бујна мочуришна вегетација од која потекнуваат денешните наслаги на лигнит. Основна карактеристика на неогената копнена вегетација на балканското копно е нејзиниот потопол карактер во однос на копнената вегетација со истата старост од средишните, а особено од северните делови на Европа.

Палеогеографските, а особено релјефните прилики, кон крајот на плиоцен и во текот на плеистоцен се веќе мошне слични на современите. За разлика од Централна Европа и просторите на север од нејзе, каде во текот на гла-



сл. 244, Ареал на распространетост на *Podocytisus caramanicus* Boiss. Et Heidr, според Ем (1953)

цијалните фази мразната маса во потполност ја исклучува егзистенцијата на дрвенестата растителност, на денешната територија на Република Македонија и во поширокиот регион (југоисточни делови на Балканскиот Полуостров) доаѓа само до пулсација на вегетациските зони. Во текот на глацијалните фази на плеистоценоот изумреле многу претставници на терциерната флора, а тие што преостанале, денес главно се одржуваат во карпестите пукнатини (сл. 243) и на сипарите во рефугијалните клисури. Интересно е дека во овој период, како што наведува *Horvat* (1960), повеќе настрадале шумските елементи во пониските делови отколку планинските, што на некој начин веќе биле прилагодени на ладните планински климатски влијаниа. Тие, со спуштање од неколку стотина метри, нашле поволни услови за одржување.

Глацијацијата донела уште една значајна промена во составот и структурата на планинската вегетација - продор на алпски и аркто-алпски елементи. Од Алпите долж Динаридите и од Карпатите долж српските гори (што не се многу високи) продреле до јужните граници на Македонија бројни аркто - алпски елементи. За тоа погодувала и спуштената, климатска граница на шумите. Меѓутоа, со нејзиното повторно издигнување, кое во текот на холоценоот климатски оптимум (atlantic, 6.500 г. пне) ја надминува и нејзината денешна граница, е раскина-

та врската со Алпите и Карпатите. Со тоа остатоците на аркто-алпските елементи останале во форма на бројни дисјункции. Така, на пример, многу алпски заедници имаат свои елементи во Македонија, додека во меѓупросторот, се наоѓаат само фрагментирани на високите планини во Босна. На ваквите, повеќе пати повторени процеси на миграција во текот на плеистоцен, првин кон југ, а потоа во спротивна насока, значајна улога имале доминантните планински структури на Полуостровот. Некои од нив, како Шар Планина, или јужномакедонските планини: Галичица, Пелистер, Ниџе и Кожуф се јавиле како бариери (препреки) за меридијанската дистрибуција на живиот свет, особено на растителниот. Воедно, високите планини предизвикале висинско поместување на живиот свет, но и оформување на високопланинска вегетација, денес карактеристична по голем број нови форми и глацијални реликти. Ваквата морфопластика овозможила југоисточните делови на Полуостровот, а со тоа и Македонија, да претставуваат рефугиум за голем број видови, практично за севкупната дендрофлора што е денес присутна во средишните и северните делови на Европа. Најголемиот број видови, кои во текот на глацијалните фази мигрирале кон Балканот, во текот на интерглацијалот холоцен повторно се вратиле на север. Северните дојденци успешно се одржале (опстанале), само во највисоките делови на ви-



сл. 245, Главни миграциски патеки на растителните видови на Балканскиот Полуостров, 1. терциерни, 2. плеистоцени, според *Стијанов* (1950)



сл. 246, Ареал на балканскиот ендем *Trifolium Pignatii*, според *Стијанов* (1950)



сл. 247, Представници на високопланинската (алпска) вегетација од родот *Dianthus*, *Dianthus karadziensis* лево на планинскиот масив Јакупица и десно *Dianthus scardica* на локалитетот Лешница (Шар Планина)

соките планини.

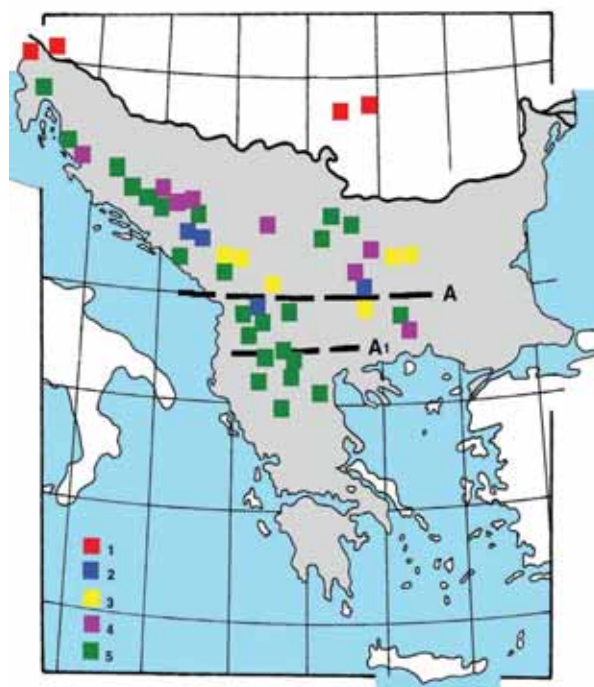
Посебно значајна карактеристика на вегетацијата во Македонија е тоа што на нејзината територија се сретнуваат (вкрстуваат) или завршуваат границите на ареалите на голем број растителни видови, меѓу кои и на доста дрвја и грмушки.

Според Ем (1974) со граничен ареал на својата распространетост на територијата на Република Македонија се над 80 дрвенести видови. Од нив најмногубројна е групата на термофилните медитерански видови, кои овде ја достигнуваат својата северна граница, односно континенталната граница на ареалот. Околу 25 видови со голем ареал, како европски, евроазијски, аркто-алпски, циркум-бореален, ја имаат својата јужна граница на распространетост на територијата на Република Македонија. Такви се, на пример: смрчата (*Picea excelsa*), белиот бор (*Pinus silvestris*), кривестиот бор (*Pinus mugo*), брезата (*Betula pendula*) и др. Посебно е интересна врската на македонската флора со онаа од Предна Азија, што е резултат на некогашната копнена поврзаност на овие територии. Меѓутоа, со тектонските промени, т.е. со пропаѓањето на Егеида (денешната акваторија на Егејското Море), кон крајот на плиоцен и почетокот на плеистоцен контактот е значително прекинат. Претставници на ваквата поврзаност се: *Arabis bryoides*, *Juniperus foetidissima*, *Podocytisus carmanicus* (сл. 244), *Sibbaldia parviflora* и др (Мучевски 1974).

Сета наведена сложеност, речиси оневозможува општоприфатено биогеографско зонирање на територијата на Република Македонија.

Презентираното зонирање на биогеографските провинции, базирано на принципите на

Matvejev (1961) е за дискусија и за евентуални идни корекции.



1. Типична биоценоза, 2. Постојат само неколку карактеристични животни комплекси, 3. Само поедини животни комплекси, 4. Постои само одреден број карактеристични видови, 5. Постојат само осамени карактеристични видови. А -А1 јужната граница на распространетост на планинските тундри.

сл. 248, Денешна распространетост на планинските тундри на Балканскиот Полуостров, според Matvejev (1961)



сл. 249, Степска стоболка (*Spermophilus citellus karamani citellus*) на Бегово Поле, Јакупица

БИОГЕОГРАФСКО ЗОНИРАЊЕ НА РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Според досегашните зонирања на Балканскиот Полуостров, особено презентираниите географско - еколошки принципи (Matvejev 1961), за територијата на Македонија е применета одредена модифицирана (синтезна) класификација на биогеографските единици (Колчаковски 2000). Всушност, доминантните *евројски* и *медиџерански* биогеографски субрегиони се поделени на по две провинции: *изменето-медиџеранска* и *типично субмедиџеранска* провинција, како пониски хиерархиски единици на медиџеранскиот субрегион и провинциите на *средноевројски шуми* и *високопланинска*, како пониски единици на евројскиот биогеографски субрегион. Помеѓу двата субрегиони, односно помеѓу типично субмедиџеранската и провинцијата на средноевројските шуми е поставена т.н. *преодна зона*.



сл. 250, Биогеографски провинции на територијата на Република Македонија.

Медиџерански биогеографски субрегион

По многу нешта на територијата на Република Македонија неможе да се зборува за класична појава на типично медиџерански елементи. Сепак, нејзин мал дел (до Демир Капија на север) е со мошне слични карактеристики на медиџеранскиот биогеографски субрегион. Тоа е т.н. изменето медиџеранска провинција. За разлика од неа, типично субмедиџеранската провинција во однос на останатите балкански простори е, веројатно, најизразена (најкарактеристична) токму за територијата на Македонија.



сл. 251, Дабот прнар (*Quercus coccifera*),
типичен претставник на изменето
медитеранската провинција во Македонија



сл. 252, Платан (*Platanus orientalis*) во долината на
реката Бабуна

Изменето-медиџеранска провинција

За територијата на оваа провинција е карактеристична климазоналната шумска заедница на дабот прнар и белиот габер (*Coccifero - Carpinetum orientalis* Oberd). Заедницата е застапена во најјужните делови на Вардарската долина (помеѓу Демир Капија и Гевгелиско - валандовската Котлина), како и долж рамковните ридести делови на Дојранската Котлина и мал дел југозападно од Струмица. Изменето - медитеранската провинција зафаќа релативно мала површина и е на мала надморска височина, од 45,7 m во најниските делови на Гевгелиската Котлина до околу 500 m на ридестите простори од двете страни на реката Вардар.

Изменето - медитеранската биогеографска провинција на територијата на Република Македонија е релативно солидно отворена кон Егејското Море, и е најблиску до него (60 - 120 km). Главно со Демиркаписката Клисура е заштитена од посилените континентални влијанија, додека влијанијата на медитеранската клима имаат одредена модифицирана форма. Просечната годишна температура е нешто помала (14,2°C) од типично медитеранските територии, како Хвар 16,5°C, Драч 16,1°C, Солун 15,7°C. Годишната амплитуда е ниска, од 21,1 до 21,6°C, но е повисока од медитеранските делови (под 20°C). Во летниот период сите месеци се жешки, па и септември (среднојулската температура во Гевгелија изнесува 25,1°C, а септемвриската 20,3°C). Годишното количество на врнежи е помеѓу 611 и 695 mm. Врнежниот режим е медитерански, со максимум во ноември и минимум во јули и август, т.е. со мошне низок процент во потоплиот дел на годината (најмногу до 41,3 %). Ваквите климатски ка-

рактеристики говорат за смена на влажен и сув период, т.е. за мека, влажна и облачна зима со висока релативна влажност и жешко, суво и ведро лето со голема инсолација (2379 часа годишно) и ниска влажност.

Климазонално условената вегетација на оваа провинција својата главна распространетост ја има во соседна Грција, додека кај нас е нејзината северна граница. Претходно изнесените модифицирани медитерански климатски влијанија овозможуваат развиток на зимзелена вегетација. Таков е случајот со грмушестиот даб прнар (*Quercus coccifera*), кој се јавува во разни деградирани стадиуми, најчесто како псевдомакија (сл. 251). Овдешната вегетација се разликува од правите медитерански макии по бројната застапеност на листопадни грмушки и дрвја. Од зимзелените тврдолисни дрвенести видови во прв ред доминираат прнарот (*Quercus coccifera*) и грипата (*Phillyrea media*), додека од листопадните белиот габер (*Carpinus orientalis*) и особено благуот (*Quercus pubescens*).

Овде обилно се застапени ксерофилните и термофилните видови, што е во тесна врска со опишаните климатски услови. Поради долготрајните летни суши мезофилната компонента во флористичкиот состав е речиси потполно елиминирана. Од останатите дрвенести видови, главно се сретнуваат црвената смрека (*Juniperus oxycedrus*) и дивата фоја (*Juniperus excelsa*), додека на голините и напуштените обработливи површини доминира драката (*Paliurus spina-christi*). Во Демиркаписката Клисура за локални ендеми се сметаат *Heptatera macedonica* и *Centaurea formanekii*, додека кај Гевгелија тоа е *Astragalus physioelalyx*. Демир Капија е интересна и по присуството на ретки грабливи птици, како што се: златниот орел (*Aquila chysaetos*), египет-



сл. 253, Црвена смрека (*Juniperus oxycedrus*) и фоја (*Juniperus excelsa*) на островот Голем Град

скиот мршојадец (*Neophron percnopterus*), разните соколи (*Falco peregrinus*, *Falco naumanni*), лисестиот глувчар (*Buteo rufinus*) и др. Или, од вкупната фауна на копнени полжави 44 % (десет вида) на овој локалитет се балкански ендеми. Во провинцијата се сретнуваат повеќе видови смокови, како *Coluber Leopardinus*, додека во Дојранското Езеро внимание предизвикува присуството на слатководната краба (*Potamon ibericum*). Позначајни претставници на орнитофауната се медитеранската белка (*Oenanthe hispanica*), црноглавата плиска (*Motacilla flava*) и др.

Типично субмедитеранска провинција

Субмедитеранската или медитеранско-континентална биогеографска провинција, на територијата на Македонија е подрачје на климатозоналната шумска заедница на благуноот и белиот габер (*Quercus - Carpinetum orientalis* Rudski). Провинцијата зафаќа големи просторства во централниот и северниот, помалку во источниот, а најмалку во западниот дел на Република Македонија (источното крајбрежје на Охридското Езеро, ниските делови во клисурата на Црн Дрим и делумно во долината на Радика). Тоа е подрачје на котлини, брановидни ридести терени и долини, до 600 m надморска височина. Во геолошкиот состав на овие простори доминираат кластичните езерски и морски седименти (ги условуваат почвените карактеристики), кои заедно со климатските особености имаат големо значење за вегетацијата.

Во оваа, типично субмедитеранска провинција, присутно е континенталното климатско влијание. Во однос на претходната провинција намалено е годишното количество на врнежи, со што и аридноста е зголемена. Средната вредност на просечната годишна температура е 12,7°C. Со најниски вредности се северните котлини (Кумановската и Скопската). Под влијание на континенталната клима е зголемена и амплитудата на средногодишната температура (средна вредност од 22,3°C). Просечниот број на тропските денови изнесува средно 52,5 дена, додека бројот на мразните денови е со средна вредност од 72,8 дена. Мразниот период во просек трае 154 дена. Годишното количество на врнежи се движи помсѓу 460 и 583 mm (средно 507 mm). Во поголемиот дел од територијата на оваа провинција преовладува модифициран континентален врнежен режим (максимум во мај, ми-

нимум во август), додека во Струмичката и Радовишката Котлина преовладува модифициран медитерански врнежен режим (максимум во ноември, минимум во август). Трите летни месеци, како и меесот септември, имаат аридна клима. Централниот дел на оваа провинција (пошироката околина на Градско) е со одлики на степска клима.

Вегетацијата во оваа биогеографска провинција е главно со субмедитерански топло-континентални карактеристики. Од котлините и ниските ридести терени субмедитеранската провинција длабоко навлегува во клисури-те. Шумската заедница на дабот благуно и белиот габер (*Quercus-Carpinetum orientalis* Rudski) се искачува до 600 m надморска височина, додека на карбонатна основа, на топли експозиции, се сретнува екстразонално и до 1.000 m височина. Во нејзината флористичка градба доминантна улога имаат дабот благуно (*Quercus*



сл. 254, Дел од рефугијалната Таорска
Клисура на реката Вардар и ареал на врбово
- тополовите шуми (*Salicetum albae - fragilis*)
долж долината на реката Вардар и нејзините
поголеми притоки (горе)

pubescens) и белиот габер (*Carpinus orientalis*). Од хигрофилните и хигромезофилните шумски заедници во субмедитеранската провинција значајни се: врбово - тополовите крајречни шуми (*Salicetum albae-frigilis*), заедницата на полскиот јасен (*Fraxinus angustifolia*), како и одредени заедници на евли (*Alnus glutinosa*). Во Средно Повардарие, од Таорската Клисура до Гевгелија, како и во Дојранската и Струмичката Котлина се застапени источномедитеранските платанови шуми (*Juglando - Platanetum*). Се сретнуваат во форма на тесни ленти, претежно на млад алувиум долж речните брегови. Во оваа, типично субмедитеранска провинција, се застапени и јоргованот (*Syringa vulgaris*), црниот габер (*Ostiya carpinifolia*), зелениката (*Buxus sempervirens*), македонскиот даб (*Quercus macedonica*) и др. Долж долината на реката Вардар присутна е смоквата (*Ficus carica*). Од водоземците и влекачите се сретнуваат: речната желка (*Clemmus caspica*), гекомот (*Gymno-dactylus kotschy*), разните смокови и др. Од птиците како најкарактеристични се сметаат медитеранската белка (*Oenanthe hispanica*) и црноглавата плиска (*Motacilla flava*) и други.

За провинцијата е карактеристична појавата на неколку, особено значајни, главно клисурести рефугиални подрачја (Ем, Џеков, Ризовски 1985). Такви се: Таорската Клисура на реката Вардар (сл. 125, 254) со Бадерската Клисура на реката Пчиња. Овде стрмните клисурести падини се препокриени од шибјаци на јорговани (*Syringa vulgaris*) со *Buxus sempervirens*, *Carpinus orientalis*, *Jasminum fruticans*. Регистрирани се и неколку ендемични растенија (*Anchusa macedonica*, *Hesperis macedonica* и др). Од десната страна на Пчиња, пред нејзиниот влив во реката Вардар (Бадерска Клисура), при-

сутна е шума на дивата фоја (*Juniperus excelsa*). Клисурестиот дел на реката Треска е, исто така, еден од позначајните рефугиуми (сл. 241). Овде се сретнува богата флора со реликтни видови (пример, терциерните реликти *Viola kosaninii* и *Ramonda nathaliae*), меѓу кои има и шест локални ендеми. Такви се: *Thymus skopjensis*, *Dianthus karpinensis* и др. Рефугиумот на клисурестата долина на Црна Река во Мариово е богат со субмедитерански елементи (сл. 206). Застапени се светли шуми од *Juniperus excelsa* со *Phyllirea media*, а на места со *Arbutus andrachne*. Присутен е и македонскиот даб (*Quercus macedonica*) со *Pistocia terebinthus*. За локални ендеми се сметаат: *Verbascum herzogii*, *Verbascum macedonicum* и *Cytisus lupinifolius*. Во рефугијалната шумска вегетација на Македонија се забележуваат видови што ја поврзуваат флората на Македонија со онаа на Крим, Кафказ и предните делови на Азија. Такви се: *Juniperus excelsa*, *Quercus macedonica*, *Platanus orientalis*, *Arbutus andrachne* и некои други.

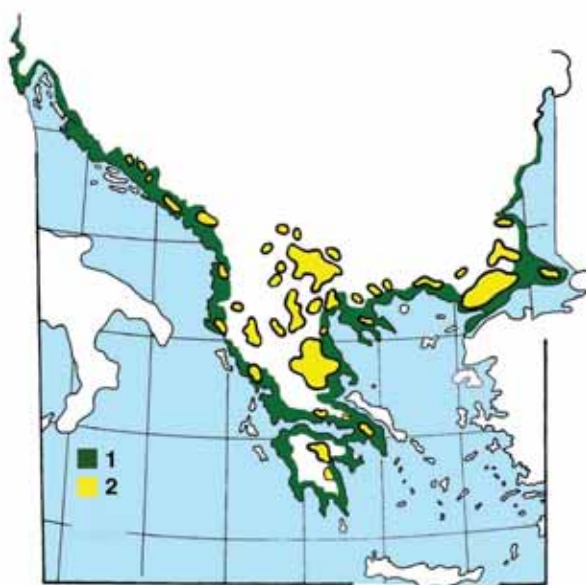
На просторот помеѓу Велес, Штип и Кривопаланак за Македонија од посебно значење е присуството на „степска“ вегетација (Мицевски 1971). Овде се регистрирани седум ендемични претставници на старата плиоценска степска флора. Такви се: *Salvia jurisicii*, *Ferulago macedonica*, *Tulipa mariannae*, *Astragalus cernjanski* и др (Micevski & Matevski 1987). Наведените и некои други видови, кои имаат степско па дури и полупустинско потекло, се всушност реликти на некогашната степска растителност што на овие простори започнала да се развива помеѓу горен миоцен и долен плиоцен. Повеќето видови се автохтони а дел се мигранти од источните делови на Предна Азија (Мицевски 1974). Благодарение на погодните еколошки услови, во прв



сл. 255, Маријаново лале (*Tulipa mariannae* Lindt.), ендемит од централниот дел на Македонија

ред на морските палеогени седименти, климатските прилики и брановидно - рамничарската морфопластика, тие успеале да се одржат до денес. Во Овче Поле, како резултат на специфичниот педолошки супстрат, т.е. на солениите почви, регистрирани се дури единаесет халофитски заедници (Micevski 1965). Ваквите територии Matvejev (1961) ги издвојува во засебна провинција *медиџерански полуустини*, т.е. на нашите простори во *ејејско-анадолски*

іолуїусїни (сл. 256). Карактеристични птици за типично субмедитеранската провинција се: пчеларицата (*Merops apiaster*), гугутката (*Steptopelia decaocta*), сирискиот шарен клукјдрвец (*Dendrocopus syriacus*), медитеранската сипка (*Parus lugubris*) и др. Од водоземците и влекачите значајни се: зелениот гуштер (*Lacerta viridis*), поскокот (*Vipera ammodytes*), шарениот смок (*Elaphe situla*) и др.



сл. 256, Географска распространетост на провинцијата на *медијтеранскиите шуми и маки* (1) и подпровинцијата на *еџејско-анадолски полупустини* (2), според Matvejev (1961) со типичен пејсаж на анадолските полупустини во централниот дел на Република Македонија

Преодна биогеографска зона

За разлика од типично субмедитеранската провинција, преодната зона (од субмедитеранскиот кон европскиот субрегион) својот поголем дел од територијата го има во западните делови на Република Македонија (Кичевска, Дебарска, Охридско - струшка, Преспанска и Пелагониска Котлина). Помали територии на преодната зона се среќнуваат и во источните делови на Република Македонија (Славишка, Кратовска и Делчевска Котлина). На овие простори (источните делови на Република Македонија) преодната зона се надоврзува, како повисока, над типично субмедитеранската провинција, додека во западните делови претставува најниска (почетна) зона.

Долниот дел на преодната зона ги опфаќа главно затворените делови на котлините, како и

мал (низок) дел од планинската рамка, до 900 m надморска височина. Преодната зона, помеѓу

медитеранскиот и европскиот субрегион во долниот дел е претставена со плоскач - церовите (*Quercetun frainetto cerris* Em), а во горниот со горуновите и подгорските букови шуми (*Orno-Quercetum petraeae* Em и *Fagetum submontanum* Em).

Во долните делови на преодната зона (до 900 m височина) доминира топлата континентална клима. Во некои котлини се чувствуваат и слаби медитерански влијанија. Ваквите влијанија послабо делуваат врз топлотниот режим, но силно се изразени врз pluviометрискиот режим. Во однос на претходната провинција, во долните делови на преодната зона, покрај намените температури е зголемено количеството на врнежите. Изменетиот pluviометриски режим особено значително придонесува за намалување на степенот на аридност.

Просечната вредност на средногодишната температура изнесува 10,9°C, додека бројот на

тропските денови е намален на 24,6 дена. Просечно 82 дена се мразни. Годишното количество на врнежи се движи помеѓу 515 и 890 mm, или во просек околу 700 mm. Со модифициран континентален pluвиометриски режим се одликуваат котлините во источните делови на Република Македонија (Славишка, Кратовска, Делчевска), како и северните делови на Пелагониската Котлина, додека сите останати имаат медитерански врнежен режим.

За долните делови на преодната зона (до 900 m) карактеристична е климazonалната распространетост на плоскач - церовите шуми (*Quercetum frainetto cerris* Oberd). Во западните котлини ваквите шуми се јавуваат како најнизок појас, додека во источните се наоѓаат над благу - белограбовите шуми. Во Долно Повардарие церот отсуствува. Генерално земено, плоскачот (*Quercus frainetto*) доминира, додека церот (*Quercus cerris*) е со различно изобилство.



сл. 257, Дабот плоскач (*Quercus frainetto*)



сл. 258, Цер (*Quercus cerris*)



Во субмедитеранското и делумно во континенталното климатско подрачје, на повеќе места во Македонија (Охридско, Полог, Беласица, Водњанската Планина) се застапени шуми на питомиот костен (*Castanea sativa*). Ваквите шуми се одликуваат со мошне широка еколошка амплитуда и како автохтони достигнуваат до околу 900 m височина. Во преодната зона климатските услови се неповолни за развој на ендеми. Сушата ја елиминира мезофилната, а зимските студови ја елиминираат термофилната компонента на флората. Најбројни се умерено ксерофилните видови, бидејќи и климата е со помал степен на аридност. Ви најниските делови од долниот дел на зоната има доста субмедитерански видови, додека во повисоките навлегуваат видови од горуновиот појас. Денес, во котлините голем дел од плоскач - церовите шуми се потполно уништени. Ваквите делови се претворени во обработливи површини, а поретко во пасишта. На напуштените ниви и пасиштата првично се населуваат орнитохорните и зоохорни видови, како што се: *Crataegus sp.*, *Corylus sp.*, *Rubus sp.*, *Pyrus sp.*, *Malus sp.* Од фауната за долните делови на преодна зона значајни се: ветрушката (*Falco naumanni*), полскиот зајак (*Lepus europaeus*), шумската жаба (*Rana dalmatina*), барската змија (*Natrix natrix*) и др.

Во горниот дел на преодната зона доминира климазоналната шумска заедница на дабот горун (*Orno-Quercetum petraeae* Em) и подгорските букови шуми (*Fagetum submontanum* Em). Овде веќе не се сретнуваат котлински простори, туку само планински. Тоа се всушност пониските делови на планините, од 900 до околу 1.300 m височина. Во пониските делови, над плоскач-церовите шуми, на надморска височина помеѓу 900 и 1.100 m се застапени горуновите, а над нив (1.100 - 1.300 m) подгорските букови шуми. Во горните делови на преодната зона (900 - 1.300 m) доминира ладната континентална клима, со одредено влијание на планинската клима. Средногодишната температура овде изнесува 8,5°C и само во јули и август температурата не е во можност да падне под 0°C. Појавата на тропски денови се движи помеѓу 8 и 2 (свежо лето), додека мразниот период трае околу 200 дена. Просечните врнежи се околу 800 - 850 mm. Може да се каже дека во горниот дел на преодната зона отсуствува сушен период.

Вегетацијата во овој дел од преодната зона често се означува како вегетација на топлоконтиненталниот појас. Горунот (*Quercus petraea*) е последен претставник на дабовиот појас. Како што е напоменато се сретнува на височина по-

меѓу 900 и 1.100 m. На осојните експозиции во вид на јазици се спушта и до 600 m, а на присојните се искачува до 1.300 m. Всушност, неговата горна и долна граница циковидно е искршена. На потоплите експозиции се јавуваат и горун-габерови мезофилни шуми (*Quercus-carpinetum betuli* Em). Бидејќи се наоѓаат на потешко пристапни (стрмни) терени, само мал дел од горуновите шуми се уништени, т.е. се претворени во пасишта или папрадишта, а поретко во обработливи површини. Според флористичкиот состав горуновите шуми не се еднолични. Во катот под дрвјата се сретнуваат повеќе видови грмушки, а бидејќи шумата е светла значително е развиен и приземниот кат. Останати позначајни дрвнесте видови се: леската (*Corylus colurna*), дрвот (*Cornus mas*) глогот (*Crataegus sp.*) и др.

Над горуновите шуми започнува буковиот појас. Во долниот, подгорски дел (1.100 - 1.300 m) е претставен со климазоналната асоцијација на *Festuco heterophyllae* - *Fagetum*, во која влегуваат доста мезофилни дабови елементи. Горната граница не е секогаш јасна. Во сите поранешни вегетацијски студии, за појасот на буковите шуми во Република Македонија и северно од нејзе се наведува заедницата со *Fagus moesiaca*,



сл. 259, Дабот горун (*Quercus petraea*)

а не со *Fagus sylvatica*, односно се сметало дека буката во Македонија не е иста со буката во Средна Европа. На пошироките била и терените со помали наклони, буковата шума е уништена, односно е заменета со пасишта, папрадници или смрекарници. Овде, исто така, се сретнуваат и гработ (*Carpinus betulus*), белиот јасен (*Fraxinus excelsior*), кленот (*Acer campestre*) и др. Во подгорскиот буков појас се јавуваат и азонално присутни и орографски условени базофилни шуми на црниот и белиот бор (*Orno-Pinion* Em), како

и мешани букови и борови шуми (*Fago-Pinetum nigrae* Em), кои може да се јават и во дабовиот регион.

Карактеристични претставници на фауната во горниот дел на преодната зона се шумската желка (*Testudo hermanni*), дождевникот (*Salamandra salamandra*), шумскиот гуштер (*Lacerta agilis*), ежот (*Erinaceus europaeus*) и др. Од птиците се сретнуваат: пупунецот (*Upupa epops*), шарениот клукајдрвец (*Dendrocorpus medius*) косот (*Turdus merula*) и др.

сл. 260, Пупунец (*Upupa epops*)



Европски биогеографски субрегион

Од европскиот биогеографски субрегион, провинцијата на средноевропските шуми на територијата на Република Македонија главно се карактеризира со *Fagetum montanum* Em, а помалку со *Abieti-Fagetum macedonicum* Em и други заедници. Високопланинската биогеографска провинција, која претставува одредена мешавина на аркто-алпскиот со живиот свет карактеристичен за провинцијата на медитеранските каменести пасишта, зафаќа мали територии, само на оние планини што се издигнуваат над 2.200 m надморска височина.

Провинција на средноевропски шуми

Провинцијата на средноевропските шуми се карактеризира главно со климазоналната вегетација на горски букови шуми (*Fagetum montanum* Em). Помалку изразени климазонални шумски заедници во оваа биогеографска провинција се заедниците на: субалпската бука, елата, смрчата и кривестиот бор. Горската букова шума се јавува во сите делови на нашата земја (над подгорската бука), почнувајќи од 1.300 m до околу 1.650 m (сл. 219). Останатите, климазонално условни шумски заедници на оваа провинција, исто така, зафаќаат широк планински појас, од 1.650 m до околу 2.250 m. Меѓутоа, не се така изразено претставени, бидејќи повеќето планини и не ја достигнуваат ваквата височина.

Во долните делови на провинцијата климазонално се распространети горските букови шуми во кои буката (*Fagus sylvatica*) апсолутно доминира. Со засенување буката го спречува

развитокот на другите дрвенести растенија. Обично катот на грмушки не е развиен, а во приземниот кат се застапени само сенкоподносливи видови. Покрај буката овде може да се сретнат и горскиот јавор (*Acer platanoides*), горскиот брест (*Ulmus scabra*) но и други дрвенести видови. Застапени се и буково - елови шуми (*Abieti-Fagetum* Em) и тоа на Бистра, Нице, Кожуф и некои други места. На некои планини (Бистра, Јакупица, Пелистер) се сретнуваат и чисто елови шуми. По уништувањето на дел од буковите и буково - еловите шуми во Мариово и Малеш, главно на студените (северни) експозиции се населил белиот бор (*Pinus silvestris*), Општо земено, горскиот појас е добро обраснат со растителност и има квалитетна дрвна маса. Само мал дел од шумите се претворени во пасишта и папрадишта.

Во највисокиот дел на провинцијата, односно во последниот појас на шумската вегетација, како резултат на заострените климатски прилики, шумите се пониски, со деформирани стебла и гранки. Климазоналната заедница овде во го-



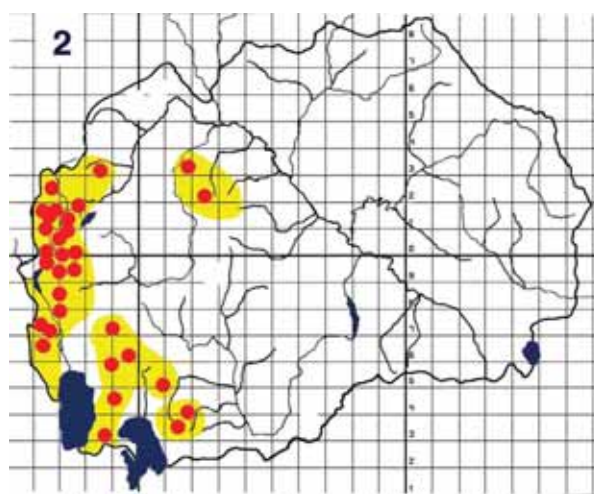
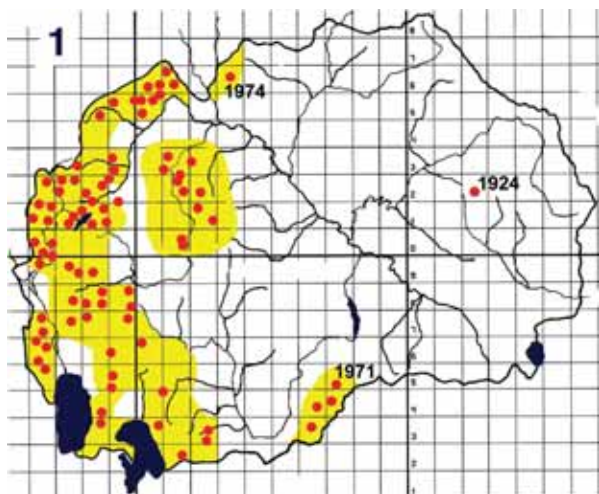
сл. 261, Букови шуми (*Calaminho grandiflorae* - *Fagetum*) на планината Галичица



сл. 262, Бел бор (*Pinus silvestris*) во подножјето на врвот Кајмакчалан

лем дел е уништена со цел да се добијат високопланински летни пасишта. На тој начин природната климатска горна граница на шумскиот појас антропогено е спуштена од 100 до 300, па и повеќе метри. Остатоци на некогашните шуми главно се сретнуваат на стрмните и неповолни за пасишта падини.

Субалпските букови шуми (*Fagetum subalpinum scardo-pindicum* Em) се јавуваат речиси на сите македонски планини. Ваквите шуми претставуваат продолжение на горските букови шуми, но од нив се разликуваат по тоа што се пониски и деформирани. Субалпските моликови шуми се јавуваат врз силикатна (Пелистер) и карбонатна (Ниџе) подлога. На Пелистер манифестираат голема експанзивност во горскиот, па дури и во подгорскиот буков појас. Шумите на муника (*Pinion heldreishii* Ht) практично сосема се уништени. Нивни траги денес може да се забележат само на Галичица врз карбонатна основа. Субалпските елови шуми (чисти или мешани) се јавуваат во западните делови на Македонија, најчесто до 1.800 m височина. Тие ги зафаќаат осојните (северни) експозиции, со поголема почвена и воздушна влага. Субалпските смрчеви шуми (*Picetum subalpinum scardicum* Em) се јавуваат на мали површини на Шар Планина, како чисти или со ела. Се сретнуваат на повлажни и поладни (осојни) експозиции, на надморска височина од 1.700 до 2.000 m. Шумската заедница на кривестиот бор (*Pinetum mughi* Em) се јавува во највисоките делови на Јакупица, а мали остатоци има и на Шар Планина. Под врвот Солунска Глава (2.540 m) достигнува височина и до 2.500 m.



сл. 263, Процес на намалување на ареалот на рисот (*Lupx lupx*) на територијата на Република Македонија, според Хрисјовски и Велевски (2001)

Смрчата, моликата, белиот и кривестиот бор во Република Македонија се наоѓаат на јужната граница на својата распространетост. Во овој поглед особено е интересна Ниџе - кожуфската рефугијална област, каде јужната граница на ареалот ја достигнуваат: *Betula pendula*, *Pinus sylvestris*, *Pinus peuce*, *Juniperus sabina* и *Daphne blagayana* (Ризовски, Аџанасовска 1998). Во едно, овде се застапени и седум локални ендеми, како: *Sempervivum octopodes*, *Viola doerfler*, *Asypeta cordifolia*, *Dianthus kajmacalanicus* и др.

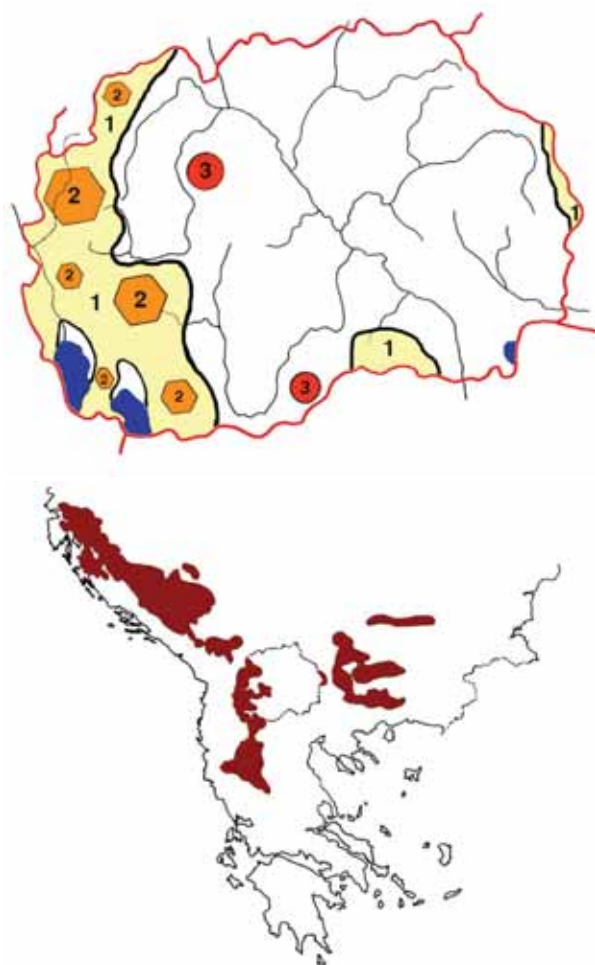
Карактеристични водоземци и влекачи за провинцијата на средноевропските шуми се: шарката (*Vipera berus*) и жабата (*Bufo bufo*). Цицачите, кои овде почесто се сретнуваат отколку во другите провинции се: мечката (*Ursus vulgaris*), рисот (*Lynx lynx*), верверичката (*Sciurus vulgaris*), додека од птиците тоа се еловата сипка (*Parus ater*), големиот тетреб (*Tetrao urogallus*) кој веќе и не може да се забележи на територија-

та на Македонија и други. Во долината на реката Радика (национален парк Маврово) регистрирано е присуство на околу педесетина единки на балканскиот рис (Мицевски 1997). Со најновите сознанија (истражувања), проценката за присуство на рисот во националниот парк Маврово и во неговата поширока околина е околу 10-18 единки, додека за целата територија на Македонија се проценува дека се не повеќе од 30 возрасни единки (Melovski D. et al, 2013)

Високојланинска провинција

Во оваа провинција веќе не се јавуваат климатонални шумски заедници. Тоа е подрачје со климатонални високопланински тревни заедници. Провинцијата зафаќа мошне мали површини, бидејќи и мал број планини се издигнуваат над 2.200 m надморска височина. Ваквите простори претежно се сретнуваат на Шар Планина, Кораб, Бистра, Пелистер и Јакупица. Помали делови се застапени на Јабланица, Стогово, Галичица, Ниџе и Кожуф. Најрелевантни климатски сознанија за провинцијата може да се стекнат од метеоролошката станица Солунска Глава (Колчаковски 1993), која се наоѓа на 2.540 m надморска височина. Овде средната годишна температура е веќе негативна ($-0,3^{\circ}\text{C}$), а половина од годината (од ноември до крајот на април) е со негативни средномесечни температури. Најладен е јануари, со срдномесечна температура од $-8,6^{\circ}\text{C}$, додека двата најтопли месеци во годината (јули $7,6^{\circ}\text{C}$ и август $8,6^{\circ}\text{C}$), укажуваат дека ваквите простори се наоѓаат над горната климатска граница на дрвенестата (шумска) вегетација. Врнежите се намалени во однос на претходната провинција, т.е. се под 1.000 mm. На Солунска Глава (2.540 m) нивното годишно количество изнесува само 872 mm. Врнежите преовладуваат во потоплиот дел на годината, со максимални вредности во мај, а минимум во јануари. Тоа е модифициран континентален режим.

Растителните појави, нивните заедници, вклучително и животинскиот свет се прилагодени на острите климатски прилики што владеат во оваа биогеографска провинција. Во зависност од севкупните услови на средината, т.е. во зависност од наклонот на релјефот, неговата експозиција, длабочината на почвата, насоката и силната на ветровите, како и од траењето на снежната покривка, во високопланинската провинција се јавуваат голем број растителни заедници. Според досегашните проучувања веге-



сл. 264, Ареал на распространетост на кафеавата мечка (*Ursus arctos*) на Балканскиот Полуостров и во Република Македонија



сл. 265, Високопланински пасишта на Кораб (лево) и Шар Планина (десно)

тацијата во овие највисоки делови на планините е составена од преку педесет (50) флористички и еколошки јасно изразени асоцијации, при што, најголемиот дел се ендемични за Македонија. Вака богатата и специфична вегетација е резултат, од една страна на флористичките и палеогеографските процеси од минатото, а од друга во богатството на еколошките прилики на се-

гашноста (Horvat 1960). Директната, непосредна географска поврзаност на македонската планинска вегетација најсилно е изразена со рилско - родопските планини на исток, нешто послабо кон север и југ, а најслаба е во насока на прного- рско - хрватските планини кон северозапад. Освен овие, непосредни географски врски, кои се резултат на средишната положба на македон-



сл. 266, *Saxifraga scardica* на Шар Планина и *Salix reticula* на Јакупица, фото Христијовски

ските планини, постојат и врски со европските планини (резултат на заедничкото минато). Такви се врските со Алпите, Пиринеите, Карпатите и Кафказ. Ваквата поврзаност најмногу е изразена со Пиринеите на Иберискиот Полуостров, која допира во длабокото минато на терциер, а најслаба со Кафказ, преку неколку флористички елементи, како што се: *Sibbaldia parviora*, *Elyna bellardi* и *Thalictrum alpinum*. Речиси секоја од високите планина во Република Македонија има свои локални ендемични видови, од кои, Галичица со 13 и Шар Планина со 10, се особено богати (Micevski & Matevski 1987). Како резултат на самата положба, т.е. на правецот на протегањето, големината (површината) и височината што ја има, во однос на другите планини, Шар Планина претставува значајна бариера што многу видови не успеале да ја минат при плеисто-

ценската меридијанска миграција и се задржале на неа. Со Галичица ситуацијата е идентична, само што овде се задржале видовите што доаѓале од југ-југоисток. Со по четири (4) ендемични видови се истакнуваат планините Пелистер и Ниџе, додека на Јакупица се забележани пет (5). Такви се: *Sempervivum macedonicum*, *Colchicum macedonicum* и др.

Карактеристични претставници на фауната за оваа биогеографска провинција од скакулците се: *Odontopodisma albanica* и *Oropodisma macedonica* (сл. 269). Од птиците тоа се: црвеноклуната галица (*Pyrrhocorax yurhcorax*) и дроздот камењар (*Anthus spinoletta*), додека кај цицачите посебно се истакнува дивокозата (*Rupicapra rupicapra*). На високите тревни делови на Јакупица се сретнува и степската столбка (*Spermophilus citellus karamani citellus*).

сл. 267, *Crocus scardicus*, балкански ендемит на планината Кораб



ДЕГРАДАЦИЈА И ЗАШТИТА НА БИОЛОШКАТА РАЗНОВИДНОСТ

Успехот во еволуцијата се мери со преживување, а неуспехот со изумирање. Изумирањето на растителните и жовотинските видови е составен дел на еволутивниот развој уште од првите почетоци на животот. Успешните форми преживеале, додека неуспешните исчезнале од лицето на Земјата. Основна смисла на еволуцијата е непрекинато создавање на посовршени и поразновидни живи суштества. Изумирањето, како составен дел на еволутивниот процес го следи појавата на нови, повитални видови, кои ги заменуваат претходните.

Изумирањето е „биолошка судбина“ на секое живо суштество, бидејќи и нема вид што би постоел повеќе од неколку милиони години а да не се развие во нешто сосема друго, или пак, да исчезне од Земјата. Во денешно време изумирањето на видовите, посредно или непосредно, во далеку најголем процент се препишува на човекот, поточно на неговата демографска експанзија и технолошки развој. Воедно, популацијата во средината на XXI век се очекува да се зголеми на повеќе од 10 милијарди луѓе, како и десеткратно да се зголеми глобалната економска активност.

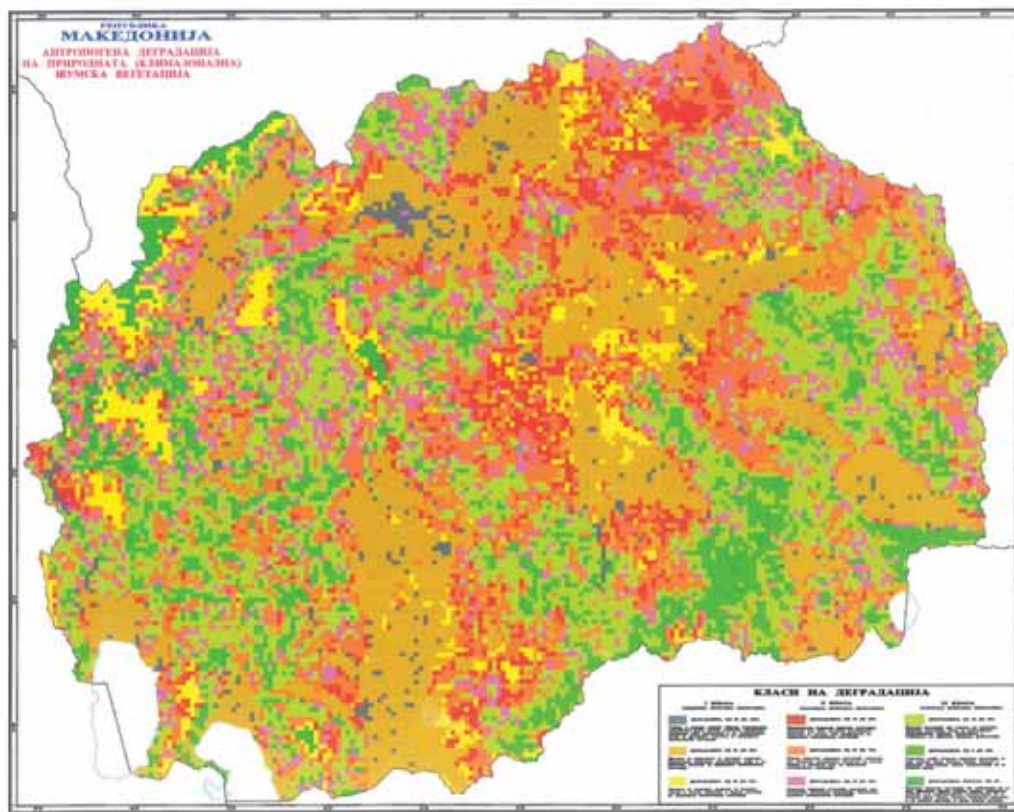
Во последните 500 години изумрела секоја стота форма на виши животни. Можеби само 1/4 од видовите што изумреле во последниве неколку векови е резултат на природните, еволутивни процеси. За сите останати, непосредно или посредно вината ја сноси човечкиот фактор.

Човекот некогаш бил само ловец и собирач на храна, кој убивал за да преживее. Во комплицираната природа ја заземал истата положба како и другите топлокрвни цицачи. Со развојот на неговата интелигенција и создавањето на оружја (едноставни оружја), веројатно не го оддалечило многу подалеку од местото што дотогаш го имал во природата. Меѓутоа, денес степенот на експлоатација на биосферата е толку многу забрзан со што и проблемите со обновување на органските извори се зголемува. Од овие причини, како централен од сите аспекти се наметнува *агржливост и развој*, што може да значи: заштита, одржување на *status quo*, или пак, мудра употреба. Самата конзервација (заштита) вклучува став на размислување како филозофија но и како техника. Принципите и политиката на конзервационото движење се развивале како што се зголемувале проблемите со побарувачката на луѓето во биосферата. Сепак, фундаментална цел била заштита на „дивите“ видови, т.е. одржување на биодиверзитетот на локално, регионално и глобално ниво. Концептите, целите и методите на конзервација не се нови. Според литературните извори, нивното постоење датира уште од III век пне (Кина). Уште тогаш била воспоставена служба што ја надгледувала шумата и водата. Средновековните закони во Европа создале области во кои ловењето и експлоатацијата на шумските продукти биле стриктно

забранети. Тие служеле за ексклузивна употреба на владетелите за храна, спорт и сл. Конзервацијата може да биде ориентирана на самите видови, или на местото на нивното живеење (екосистемот). Еден од најраните вакви закони е нацрт законот од 1869 година за заштита на морските птици во Британија.

Селекцијата на областите за основање природни резервати пројавува потреба за критериуми според кои се проценува нивната еколошка, економска и биолошка вредност. Едни од основните критериуми се: 1. Диверзитетот на видови изразено како бројност (богатство), т.е. нивниот релативен процент или комплексна структура, 2. Големината на самата област, 3. Присуството на ретки видови, при што, раритетот може да биде на локално, национално или регионално ниво, 4. Модифицираноста на просторот од човечките активности, 5. Репрезентативност на екосистемот со типични карактеристики на национално или глобално ниво, 6. Заменливост, што подразбира регенерирање на екосистемот по неговото нарушување. Има и други критериуми, чиј пристап е научно - воспитната или туристичка вредност. Во различни држави се дава приоритет на различни вредности. Во Велика Британија, на пример, се прави груба пресметка а потоа се рedefинираат работите на потребното ниво. При одлуката што да се избере влијае социјалниот, економскиот и политичкиот фактор. Природните резервати (национални паркови и сл) во основа заземаат опсег од чиста заштита до комбинација со економските, научните, туристичките и воспитни вредности.

На балканските простори првите национални паркови официјално датираат од триесеттите



сл. 268, Антропогена деградација на природната шумска (климазонална) вегетација во Република Македонија, според Колчаковски (1998)

таб. 26, Некои елементи на биоразновидноста на Балканскиот Полуостров (соседни држави на Република Македонија), според податоци до 2000 година

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Грција	131.990	1,7	4992	0,721	95	-	51		-
Бугарија	110.910	4,3	4340	0,721	-	405	36	170	3,91
Србија и Црна Гора	102.173	4,0	4282	0,725	96	382	33	87	2,00
Албанија	28.750	-	3963	0,807	68	350	31	.	-
Македонија	25.713	7,2	3500	0,804	78	330	31	150	4,91
Балкански Пол	470.000	-	7000		-		-	1800	25,71

1. Површина на државата (km²), 2. Заштитени простори (%), 3. Вкупен број виши растенија, 4. Густина на вишите растенија на 1 km², 5. Вкупен број видови цицачи, 6. Птици, 7. Влекачи, 8. Ендемични видови виши растенија, 9. Процентуален број ендемични растенија.

години на XX век, иако, и пред тоа имало повеќе активности и обиди на разни организации и научни друштва за заштита на одредени атрактивни природни целини. Така, на пример, намерата за заштита на триглавските езера во Словенија датира од 1908 година, а се прогласени за „Alpski varstveni park“ во 1924 година.

Заштита на природата во Македонија

Во Република Македонија која изобилува со извонредно богата природа првоформиран национален парк е Пелистер во 1948 година, а по-

тоа за национални паркови се прогласени Маврово во 1949 година и Галичица во 1958 година. На територијата на Република Македонија се проценува дека има околу 3700 виши растенија. Од нив 116 се ендемити, а има и повеќе реликти, како и вистинско богатство на растителни заедници (81 шумска). Фауната е претставена со околу 9.500 таксони, од кои, 674 или 7 % се македонски ендемити. Од 'рбетниците (*Vertebrata*) класата на риби (*Pisces*) е претставена со 58 видови (34,5 % ендемични), класата водоземци (*Amphibia*) со 15 видови и 2 подвида, влекачите (*Reptilia*) со 32 вида и 8 подвидови, птиците (*Aves*) со 338 таксони (213 вида гнездат) и класата цицачи (*Mammalia*) со 88 вида и сден подвид.

Национални паркови

Националниот парк *Пелистер*, кој е со површина од 120 km², се наоѓа на истоимената планина, чиј највисок врв достигнува 2.601 m височина. Особена специфичност на паркот претставува шумскиот комплекс на терциерниот петоигличен бор молика (*Pinus peuce*), кој, како чист состав е застапен на близу 12 km². Во текот на плеистоцен одреден број бореални растенија својата јужна граница на ареалот ја достигнале токму на планината Пелистер. Такви се: *Irolius europaeus*, *Euphrasia minima*, *Carex curvula*, *Juncus trifidus* и др. Пелистер претставува првично - класично наоѓалиште (*locus classicus*) на 13 растителни видови (*Cenlaurea deustiformis*, *Festuca peristerea*, *Pinus peuce*, *Viola velutina*, *Viola orphanidis* и др). За локални ендеми на Пелистер се сметаат *Alchemilla peristerea* и

Sempervivum octopodes. Овде се застапени 88 дрвенести растенија (23 фамилии), што претставува околу 29 % од севкупната дендрофлора во Република Македонија. Вертебратната фауна е претставена со 12 видови водоземци, 16 влекачи, 130 видови птици и 37 цицачи. Од рибите значајно внимание предизвикува ендемичната пелистерска пастрмка (*Salmo peristerkus Karaman*). Во националниот парк посебно значајни се камените реки (периглацијални релјефни форми), најрепрезентативната ваква појава па Балканскиот Полуостров (Колчаковски 1996), како и трите глацијални езера.

Националниот парк *Маврово*, кој е со најголема површина (740 km²), ги зафаќа јужните делови на Шар Планина, западните и централните делови на Бистра, како и планината Кораб. Од вегетациски аспект шумскиот комплекс во паркот, во зависност од карактеристиките на дендрофлората и релјефната морфопластика, е расчленет на неколку појаси. Во најниските делови, долж долината на реката Радика, до Бошков Мост, е застапена и субмедитеранска заедница на благуот и белиот габер (*Quercus-Carpinetum orientalis* Rudski). Над нив, со далеку најголема површина е комплексот на горските букови шуми. Релативно голема површина имаат и буково - еловите шуми. Сморчата (*Picea excelsa*) ја има само во горниот тек на Аџина Река. Тоа е нејзин краен, јужен дел на ареалот во Европа.

Во националниот парк „Маврово“ се регистрирани над 1.000 видови виши растенија, од кои, околу 100 се ретки за Балканскиот Полуостров. Некои видови (бореални и аркто - алпски) својата јужна граница на распространетост ја достигнале токму на просторот на овој национален парк. Такви се: *Thalictrum alpinum*,



сл. 269, *Oropodisma macedonica* (лево) и *Viola alchariensis* (десно), македонски ендемити



сл. 270, Првично ноѓалиште (locus classicus) на планината Пелистер - *Dianthus murtinervius* (лево) и *Geum coccineum* (десно)

Salix herbacea, *Empetrum hermafroditum* и др. Првично наоѓалиште (locus classicus) на територијата на паркот го имаат седум (7) видови, од кои, *Dianthus macedonicus* и *Viola ivonis* се ендемични. Фауната во националниот парк Маврово, исто така, е разновидна. Регистрирани се 140 видови птици. Позначајни се: орелот крстач (*Aquila heliaca*), сивиот сокол (*Falco peregrinus*), суриот орел (*Aquila chrysaetos*), степската и ливадската еја (*Circus macrourus*, *Circus pygargus*) и др. Регистрирани се и 11 видови водоземци, 12 видови влекачи и 38 видови цицачи. Од цицачите посебно внимание предизвикуваат: дивокозата (*Rupicapra rupicapra*), кафеавата мечка (*Ursus arctos*), рисот (*Lynx lynx*), дивата мачка (*Felis silvestris*) и др. Од останатите природни појави во националниот парк Маврово вредно е да се спомене присуството на над триесет пештери во долината на реката Радика (Андоновски 1977), карстните полиња на плани-

ната Бистра (Манаковиќ - Андоновски 1983) и глацијалниот и периглацијален релјеф на планината Кораб.

Поради својата географска положба, помеѓу двете наши најголеми тектонски езера, како и поради карактеристичната флора и фауна, дел од планината Галичица (околу 200 km²) во 1958 година е прогласен за национален парк. Во овој национален парк се забележани 41 вид дрвенести растенија и 40 видови грмушки. Меѓу останатите, во тешко пристапниот Зли Дол, се сретнува и ендемичниот за Балканскиот Полуостров див костен (*Aesculus hippocastanum*).

Дендрофлората на Галичица е застапена со 16 видови шумски заедници, а се регистрирани и 16 видови тревни заедници. Со свое првично наоѓалиште (locus classicus) на Галичица се 13 видови растенија, од кои, само две (2) се сретнуваат и надвор од планината. Локални ендеми на Галичица се: *Centaurea galicicae*,



сл. 271, НП „Маврово“ со истоимената вештачка акумулација

сл. 272, Дел од националниот парк
Галичица



Dianthus galicicae, *Festuca galicicae*, *Leserpitium ochridanum*, *Micromeria kosanini* и др. Од фауната се сретнуваат: 10 видови водоземци, 17 видови влекачи, 124 видови птици и 40 видови цицачи. Галичица (Вир, 2.288 m) несомнено претставува значајна раскрсница на грчко - малоазиските, илирските и поретко бореалните видови, со особено изобилство на локални ендеми. На Галичица внимание предизвикуваат десетина пештери и неколку пропасти (Манако-

виќ, Ангоновски, Колчаковски 1993), потоа два-та маркантни глацијални цирка (сл. 81) и мошне впечатливите периглацијални тревни тераси на Стара Галичица (Колчаковски 1996). Во рамките на националниот парк се и природните раритети, изворите кај Св. Наум (Сшојадиновиќ, Шайкарев 1960) и единствениот остров во Македонија - Голем Град на Преспанското Езеро (Меловски et.al. 1998).



сл. 273, Живиот свет во Охридското езеро, значајно светско природно наследство: десно, охридски тркалезен сунѓер (*Ochridaspongia rotunda*)

Природни реткости

Не само за Република Македонија и Балканскиот Полуостров, туку многу пошироко, *Охридското Езеро* претставува вистински споменик на природата. Географската изолираност и поволните хидрографски услови овозможиле во него да се зачуваат околу 147 видови ендемични организми. Еден дел од нив претставуваат живи фосили, речиси неизменети од времето на терциер. Такви се, на пример: ендемичниот сунѓер (*Ochridaspongia rotunda*), околу 27 реликтни видови на полжави, од кои, 86 % се ендемични, потоа белвицата (*Acantolingua ochridana*), охридската пастрмка (*Salmo letnica*) и др. Поради исклучителната природа, Охридското Езеро во 1979 година е прогласено од UNESCO за Светско природно наследство. Интересно е да се напомене дека со изградбата на брана (1965 година) на реката Црн Дрим (истека од Охридското Езеро) е прекинат природниот пат на јагулата (*Anquilla anquilla*), т.е. е оневозможена нејзината природна миграција. Вонредно големото значење на Охридското Езеро и неговиот жив свет се гледа и по тоа што при зоогеографското зонирање на континенталните води во Светот, најголемиот по површина палеоарктички регион е поделен на три субрегиони: европско-централноазиски, сибирски и охридски (Лоџаџин 1989).

Од останатите природни знаменитости во Македонија со своите специфичности се истакнуваат клисурата *Демир Каџица* (сл. 179). Според застапеноста на ретки грабливи птици тоа е еден од најбогатите орнитолошки резервати во Европа. Овде се сретнуваат: белоглавиот мршојадец (*Gyps Fulvus*), златниот орел (*Aquila chrysaetos*), потоа египетскиот мршојадец (*Neophom percnopterus*), лисестиот глуж-

чар (*Buleo rufinus*), орелот змијар (*Circaetus gallicus*), повеќе соколи, како *Falco peregrinus* и *Falco naumaimi* и др. Во клисурата се застапени и значајни видови цицачи, влекачи и инсекти. Ендемични растенија на овој локалитет се: *Caladonia macedonica*, *Lilium heidrechii* и *Lilium martagon*, додека долж Иберлиска Река се сретнува платанот (*Platanus orientalis*). Од десната страна на реката Вардар, во средишниот дел на клисурата, се наоѓа една од најважните од досега познатите пештери во Република Македонија, Бела Вода, со вкупна должина од 955 m.

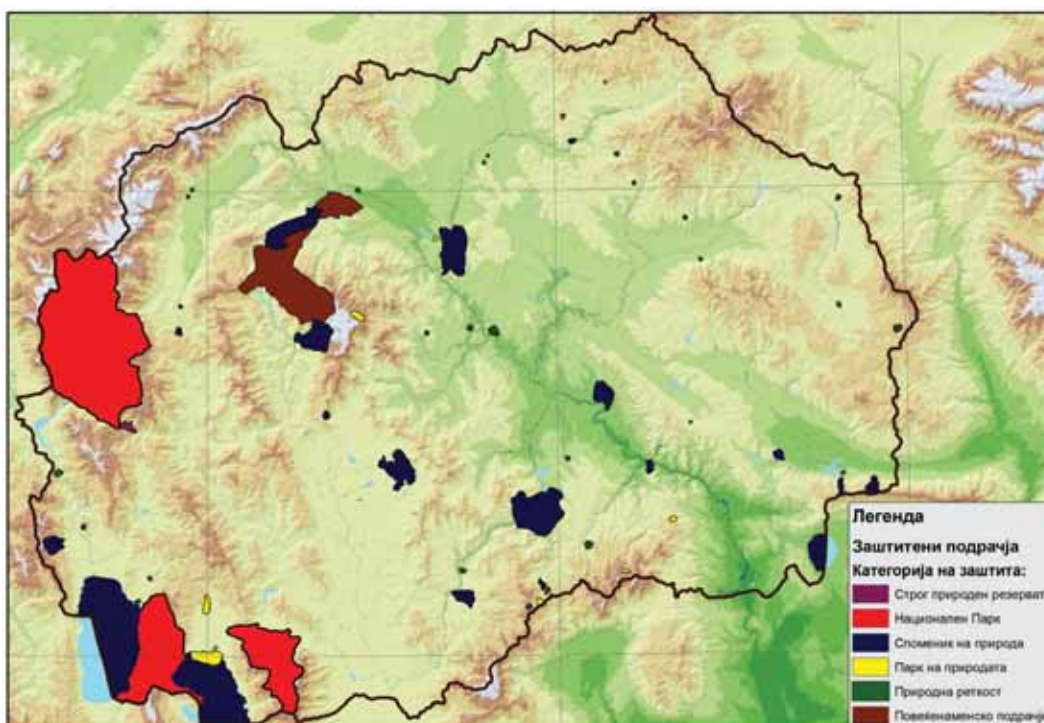
Ништо помалку интересен и специфичен не е кањонот *Маџка* (сл. 204) на реката Треска. Овој простор е еден од најголемите плеистогени рефугиални центри, каде се сретнуваат голем број реликтни и ендемични растенија и животни. Од вкупниот број регистрирани растенија (околу 1.000) 20 % се ендемични или реликтни. Од терциерните реликти значајни се кошаниновата темјанушка (*Viola kosaninii*) и наталиевата рамондија (*Ramonda nathaliae*). На локалитет се откриени и два нови видови вистински пајаци (*Mesiotelus cypris skopjensis Drenski* и *Macedoniella karamani Drenski*) и шест лажни шкорпии (*Neoclitthonius karamanianus*, *Chitthonius troglobius*, *Artemnus baicanicus* и др). Во кањонот Матка се регистрирани 119 видови дневни и 140 видови ноќни пеперутки. Значајно е да се напомене дека овде се сретнуваат и 77 видови балкански ендемични мали пеперутки (*Microlepidoptera*). Од геодиверзитетот вредно е да се споменат десетината пештери во кои е забележана и подземна фауна, изворот Коритиште како и пропаста Срт, која со своите корални украси претставува вистински природен раритет.

Природниот резерват на кривестиот бор (*Pinus mugho*) *Ручица*, кој е со површина од око-

таб. 27, Заштита на природното наследство во Република Македонија: А) заштитени, В) евидентирани, С) вкупно (состојба 2004 год)

	А			В			С		
	зашт	повр. km ²	%	евидент	повр. km ²	%	вкупно	повр. km ²	%
НП	3	1.083,9	4,22	2	79,9	3,1	5	1.882,5	7,32
СПР	2	127,3	0,49	6	9,5	0,04	8	136,8	0,53
НИПР	-	-	-	38	118,4	0,5	38	118,4	0,46
ПППК	3	23,4	0,09	3	116,3	0,5	6	139,7	0,54
КП	-	-	-	1	2,0	0,01	1	2,0	0,01
ППР	-	-	-	26	51,5	0,2	26	51,5	0,20
ОРЖВ	14	26,5	0,10	-	-	-	14	26,5	0,10
СП	47	58,1	2,26	118	31,5	0,1	165	612,3	2,38
вкупно	69	1841,9	7,16	194	1.127,8	4,38	263	2.969,6	11,55

НП - национални паркови, СПР - строги природни резервати, НИПР - научно-истражувачки природни резервати, ПППК - предели со посебни природни карактеристики, КП - карактеристични пејзажи, ППР - посебни природни резервати, ОРЖВ - одделни растителни и животински видови, СП - споменици на природата.



сл. 274, Категоризација на заштитените подрачја во Република Македонија (состојба 2004 год)

ду 10 km², се наоѓа на планинскиот масив Јакупица, североисточно од врвот Солунска Глава (2.540 m). Резерватот претставува најјужна граница на распространетост на кривестиот бор во Европа (сл. 275).

Може да се заклучи дека на територијата на Република Македонија и покрај евидентно преземените чекори за заштита на нејзините најзначајни природни особености, поради вонредно сложената и разновидна природа ваквото нешто не задоволува. Ако се земе во предвид дека и со проектот Прифатлива Европа (Sustainable Europe) до 2015 година беше предвидено да бидат заштитени 10 % од нејзината територија, и од овој аспект состојбата во Република Македонија не задоволува. Имено, вкупната површина на законски заштитените простори (национални паркови, резервати, споменици на природата и др) изнесува 1.842 km², што е само 7,16 % од нејзината територија (таб. 27). За бројните аномалии на веќе заштитените простори е невозможно да се зборува и истото претставува дневно актуелен проблем. Поради недоволната површина на заштитени простори потребно е да се посвети посериозно внимание за прогласување на нови национални паркови и природни резервати. Веројатно, приоритет во тој поглед треба да имаат: Шар Планина, помеѓу изворишниот дел на реката Пена и Боговинска Река, пла-

нината Јабланица, помеѓу извориштето на Беличка Река и врвот Стрижак и централниот дел на масивот Јакупица.



сл. 275, Природниот резерват Ручица, североисточно од врвот Солунска Глава (2.540 m)



Saxifraga, претставник на аркто-алпската растителност на планината Кораб



Македонски даб, *Quercus macedonica*



Алшарска темјанушка
(*Viola arsenica*)



Алшарска темјанушка (*Viola alchariensis*)

сл. 276, Дел од богатиот и специфичен растителен свет во Македонија



сл. 277, Охридско Езеро, од 1979 година е дел од светското природно наследство под заштита на UNESCO

ЛИТЕРАТУРА

- Боев Б., Матовски В., Колчаковски Д., Петковски С.** (2008): Валоризација на природните вредности на локалитетот Алшар за прогласување на заштитено подрачје. Билтен ЗФГ. Бр. 5, стр. 5-75, Скопје.
- Garevski R. & Malez M.** (1984): Kvarterna fauna vertebrata iz spiljskih naslaga Makedonije. Dev. jugosl. speleol. kong., str. 667-680, Zagreb.
- Групче Љ.** (1958): Врз растителноста на Скопска Црна Гора. Пос. изд. на ФФ, Кн. 9, стр. 1-79, Скопје.
- Групче Љ.** (1996): Улогата на националните паркови во заштита на биодиверзитетот на Балканскиот Полуостров. Балкан. конфер., стр. 5-9, Охрид.
- Групче Љ., Лозановски Р и Ризовски Р.** (1998): Развој на екологијата како наука во Република Македонија. I Конг. на екол. на Мак., Кн. на пленар. реф., стр. 7-52, Охрид.
- Димовски А.** (1968): Биогеографски и еколошки карактеристики на Скопска Котлина. Год. збор. на ПМФ, Кн. 20, стр. 5-70, Скопје.
- Ем Х.** (1953): *Podocytisus caramanicus* Boiss. Et Heldrмалу познат вид грмушка на македонските шуми п шибљаци. АСТА Mus. Mac. Scien. Natural. T. I, No. 4, ерп. 77-89, Скопје.
- Ем Х.** (1971): Медитеранско вегетациско подрачје во СР Македонија. Шум. прег., Кн. XIX, Бр. 1-3, стр. 3-8, Скопје.
- Ем Х.** (1974): За некои особености на растителноста и дендрофлората на Македонија. Прилози МАНУ, стр. 47-58, Скопје.
- Ем Х., Џеков С., Ризовски Р.** (1985): За рефугијалната шумска вегетација во СР Македонија. Прилози МАНУ, VI, Бр. 1-2, стр. 5-20, Скопје.
- Караман С.** (1931): Зоолошке прилике Скопске котлине. Глас. СНД, Кн. X, Бр. 4, стр. 214-241, Скопје.
- Караман С.** (1937): Фауна Јужне Србије. Спомен. двадесетпетгод. ослоб. Јуж. Срб., стр. 161-179, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1993): Палеотемпературни карактеристики за време на младиот плеистоцен (Würm) во рамките на Скопската Котлина. ГЗ на ПМФ, Инст. за геогр., Кн. 31-32, стр. 153-159, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1994): Високопланински предел на планините Јабланица, Галичица и Пелистер. Екол. Зашт. Жив. Сред., Т. 2, Бр. 2, стр. 43-49, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1998): Антропогена деградација на природната климазонална вегетација во сливот на Кадина Река. I Конг. на екол. на Мак., Зборник, стр. 692-699, Охрид.
- Колчаковски Д.** (1999): Човекот и природата - деградација и заштита. Географски разгледи, кн. 34, стр. 53-66, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2000): Основни биогеографски карактеристики на Република Македонија. Географски разгледи, кн. 35, стр. 45-64, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2002): Глацијацијата и биогеографските промени во плеистоцен. Географски разгледи, кн. 37, стр. 19-36, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2003): Основни природногеографски карактеристики на Шар Планина (геологија, геоморфологија и хидрологија). Билт. истраж. друш. студ. биол. 2, стр. 3-7, Скопје.
- Колчаковски Д., Христовски С., Караман И., Комненов М.** (2009): Закани и мерки за заштита на пештерата Дона Дука, Географски разгледи, Кн. 43, стр. 53-66, Скопје.
- Колчаковски Д., Христовски С., Караман И., Комненов М.** (2009): Закани и мерки за заштита на пештерите во кањонот Матка. Билтен ЗФГ, Бр. 6, стр. 5-35, Скопје.
- Kosanin N.** (1909): Beitrage zur Flora der Korab und Bisrra. Ugaris. botanisch. Blat., Bd. VIII, Budapest.
- Кошанин Н.** (1911): Вегетација планине Јакупице у Македонији. Глас. СКА, Кн. LXXXV, стр. 184-242, Београд.
- Кошанин Н.** (1921): Биљни покривач планина Западне и Јужне Македоније. Глас. ГД, Кн. VI, стр. 62-74, Београд.
- Кошанин Н.** (1924): Геолошки и географски моменат у развоју флоре Јужне Србије. Збор. рад. пос. Ј. Цвиј., стр. 591-603, Београд.
- Лопатин И.** (1989): Зоогеографја 2-е издание, стр. 1-259, Минск.
- Lopatin I., Matvejev S.** (1995): Kratka zoogeografija sa osnovima biogeografije i ekologije biome Balkanskog poluostrova. Knj. I, str. 1-166, Ljubljana.
- Матвејева Ј.** (1982): Рудералната вегетација на СР Македонија. Одд. биол. науки, МАНУ, стр. 1-70, Скопје.
- Матовски В.** (2009): Флористички и вегетациски истражувања на територијата на Македонија (1839-1945). Меѓународен научен собир „Откривањето и проучувањето на Македонија во европската наука до формирањето на македонските државни институции“. МАНУ, стр. 313-342, Скопје.
- Матовски В.** (2010): Флората на Република Македонија, Вол. 2, МАНУ, стр. 1-187, Скопје.
- Матовски В.** (2013): Разновидност и потекло на флората на флората на Република Македонија. Пристапни предавања, прилози и библиографија на новите членови на МАНУ, 17, стр. 125-186, Скопје.

- Матевски В., Меловски Љ.** (2007): Преглед на значајните растителни подрачја во Македонија. Билтен за ФГ, бр. 3-4, стр. 17-30, Скопје.
- Матевски В., Костадиновски М.** (1996): Преглед на растителните видови чии *lokus classicus* се наоѓа во границите на трите национални паркови во Република Македонија. Балкан. конфер., стр. 89-98, Охрид.
- Матвејев С.** (1956): Предео као биогеографски и еколошки појам. IV Kong. geog. FNRJ, str. 91-97, Beograd.
- Matvejev S.** (1961): Biogeografija Jugoslavije. Pos. izd. BI, Knj. 9, str. 1-232, Beograd.
- Матвејев С.** (1973): Пределите Југославије и нивов животен свет. „НК“, стр. 1-324, Београд.
- Matvejev S., Puncer I.** (1989): Karta bioma - Predeli Jugoslavije. Pos. izd. Prir. Muz., Knj. 36, str. 1-76, Beograd.
- Melovski D., Ivanov Gj., Stojanov A., Trajce A., Hoxha B., von Arx M., Breitenmoser-Wursten C., Hristovski S., Shumka S - Breitenmoser U.** (2013) Distribution and conservation status of the Balkan lund (Lund lund balcanicus Burw., 1941). Proceedings of the IV Congress of Ecologists of the Republic of Macedonia with international participation. Special issues of Macedonian Ecological Society, 50-60, Ohrid.
- Меловски Љ. et. al.** (1998): Голем Град - Golem Grad. НЕЦ, стр. 1-73, Скопје.
- Меловски Љ., Христовски С., Меловски Д., Колчаковски Д. et. al.** (2010): Природни вредности на Шар Планина. МЕД, стр. 1-81, Скопје.
- Меловски Љ., Матевски В. et. al.** (2010): Значајни растителни подрачја во Македонија. МЕД, стр. 1-127, Скопје.
- Мицевски Б.** (1997): Бројност и дистрибуција на Балканскиот рис (*Lunx 1. martino Miric*, 1978) во долината на реката Радика (Македонија). Год. зб., Биол., кн. 50, стр. 95-104, Скопје.
- Мицевски Б.** (1998): Орнитофауна на Преспанското Езеро. Пос. изд., стр. 1-60, Скопје.
- Мицевски К.** (1961): Типолошки истражувања на блатната вегетација во Македонија. Годишен зборник на ПМФ, кн. 14, стр. 79-130, Скопје.
- Micevski K.** (1965): Holofitska vegetacija Ovceг Polja. ACTA Mus. maced. scien. natural., No. 3 (86), T. X, str. 67-90, Skopje.
- Мицевски К.** (1970): *Astragalus sericophyllus* Griesb. Emend. K. Micevski и *Astragalus mayrti* K. Micevski spec. nov. во флората на Македонија. Fragmenta balcanica, T. VII, No. 17 (175), стр. 157-166, Скопје.
- Мицевски К.** (1971): „Степска“ вегетација во Македонија. Год. збор. на ПМФ, Инст. за биол., Бр. 23, стр. 131-150, Скопје.
- Мицевски К.** (1974): Реликтноста и ендемизам во флората и вегетацијата на Македонија, Прилози МАНУ, стр. 79-90, Скопје.
- Мицевски К.** (1984): Високопланинска вегетација на планината Бистра. МАНУ, стр. 1-91, Скопје.
- Micevski K. & Matevski V.** (1987): Teritorijalna podela endema u SR Makedoniji i problem njihove ugroženosti. ANU BiH, LXXXIII, Knj. 14, str. 199-207, Sarajevo.
- Пантиќ Н - Николиќ В.** (1956): Прилози за запознавање на плиоценската флора во Македонија. Труд. на ГЗ на НРМ, Св. 5, стр. 69-89, Скопје.
- Пантиќ Н.** (1987): О историји развитка копнене вегетације, климе и геодинамичких догаѓања. Глас. САНУ, СССРШ, одд. пмн, Књ. 51, стр. 111-136, Београд.
- Peric B., Karadelev M., Tkalec Z.** (1965): Ugroženost i zaštita gljiva u Crnoj Gori, Makedoniji i Hrvatskoj. СМС, стр. 1-105, Podgorica.
- Ризовски Р.** (1996): Еколошки и биолошки карактеристики на вегетационите подрачја во Македонија. Хортус, бр. 9-10, стр. 11-18, Скопје.
- Ризовски Р., Грунче Љ., Ризовска-Атанасовска Ј.** (1996): Рефугиуми во клисурите на сливот на река Треска како простори за заштита на биолошката разновидност во Република Македонија. Балкан. конфер., стр. 163-166, Охрид.
- Ризовски Р и Ризовска-Атанасовска Ј.** (1998): Прилог кон познавањето на биодиверзитетот во рефугијалната област Нице-Кожуф. I Конг. на екол. на Мак., Книга на апст., стр. 73, Охрид.
- Снегарова Љ.** (1954): Гастроподна фауна на Охридското Езеро. АСТА, том II, бр. 3/14, Скопје.
- Станковиќ С.** (1959): Охридското Езеро и неговиот животен свет. „Култура“ Скопје, стр. 1-422, Скопје.
- Stankovic S.** (1960): The Balkan Lake Ohrid and its living world. W. Junk, Monogr. biol. 9, p.p. 1-357, Den Haag.
- Стевановић В., Васић В., Регнер С.** (1997): Биолошка разноврсност СР Југославије. Сав. мин. за раз., наук. и жив. сред., стр. 1-25, Београд.
- Стојанов Н.** (1950): Растителна географија. Основни на растителната географија - растителна географија на Балканскиот Полуостров и Бугарска, стр. 1-529, Софија.
- Филиповски Ѓ.** (1996): Причини за големиот биодиверзитет во Република Македонија и нивното значење за избор на заштитени површини. Балкан.конфер., стр. 11-18, Охрид.
- Филиповски Ѓ., Ризовски Р., Ристевски П.** (1996): Карактеристики на климатско-вегетацио-ско-почвените зони (региони) во Република Македонија. МАНУ, стр. 1-177, Скопје.
- Horvat I.** (1954): Pflanzengeographische Gliederung Sudosteurogas. Vegetatio, 5-6, p. 435-439.
- Horvat I.** (1960): Planinska vegetacija Makedonije u svijetu suvremenih istrazivanja. ACTA Musi, maced. scien. natural., T. VI, No. 8 (60), str. 163-203, Skopje.
- Џеков С.** (1967): Дендрологија, Унив. „Кирил и Методиј“, стр. 1-538, Скопје.
- *** (2003): Студија за состојбата со биолошката разновидност во Република Македонија. Министерство за животна средина и просторно планирање, стр. 1-210, Скопје.



сл. 278, Максимално изразени ерозивни процеси и појава на „Bad Lands“ (лоша земја)



ПОЧВИ

Првите педолошки истражувања во Република Македонија се започнати во периодот помеѓу двете светски војни. Во шематската педолошка карта на поранешната, Кралска Југославија (*Сџебуџи* 1931) опфатени се и почвите во Македонија, а врз основа на тогашните теренски опсервации дадени е и кус приказ на почвите (*Нејјебауер* 1937). Во истражувањата до Втората Светска војна, за просторот на Македонија се спомнуваат следните почви: алувијални, делувијални, смолници, црвеници, гајњачи, подзоли, скелетни почви, солени почви и минерално-блатни почви. Во овој период (до Втората Светска војна) со истражувањата се опфатени главно генезата и морфологијата, а има малку податоци за другите својства на почвите.

Со истражувањата по Втората Светска војна потврдени се претходните резултати, а се извршени и некои корекции, според новите сваќања во педологијата и достигнатото повисоко ниво на педолошката наука. Така, на пример, корегирана е теоријата за генезата на смолниците. Поинаку се дефинирани црвениците (*terra rossa*), т.е. црвените почви врз силикати и разни седименти се класирани како циметни и лесивирани почви и др. Во периодот по Втората Светска војна се создадени можности за интензивни педолошки истражувања. Во 1947 година (Скопје) основан е Земјоделско - шумарскиот факултет, а непосредно потоа (1949 година) и Катедрата за педологија и агрохемија. Одделенија за проучувања на почвите се осниваат и во други научни институции (Шумарскиот, Тютунскиот, Заводот за водостопанство). Педолошките истражувања во Македонија по Втората Светска војна главно може да се поделат во две фази: првата од 1947 до 1963 година и втората од 1963 година до денес. Во првата фаза се истражувани почвите во котлините, особено во врска со хидротехничките мелиоративни зафати, додека во втората фаза се вршени истражувања и на планинските почви.

Голем придонес за синтезно познавањето на почвите во Република Македонија, кон крајот на деведесетите години на XX век има *Филиповски* (1995, 1996, 1997, 1999). Во неговата обемна, повеќетомна монографија „Почвите во Република Македонија“, на над 2.000 страници овој, без сомнение наш најголем педолог ги презентира резултатите на дотогашните релевантни сознанија за почвите во Република Македонија. Прикажани се: генезата, типологијата, својствата на почвените типови и поттипови, стекнати низ повеќедецениските истражувања на почвите во Република Македонија. Во петтиот том (*Филиповски* 2003) на 348 страници се обработени и проблемите на деградацијата на почвите, како компонента на животната средина во Република Македонија. Во 2015 година под раководство на академик Филиповски е финализиран и долгодеценискиот проект за изработка на педолошка карта на Република Македонија (R 1: 200 000).



сл. 279, Почви во источниот дел на Скопската
Котлина

ПЕДОГЕНЕТСКИ ФАКТОРИ И НИВНОТО ВЛИЈАНИЕ ВРЗ ПОЧВИТЕ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Почвите се производ на делување на педогенетските процеси, условено од педогенетските фактори, т.е. од нивната различна меѓузависност. Во Република Македонија се констатирани над 30 почвени типови и уште повеќе поттипови и вариетети (Филиповски 1995). Почвената покривка од просторен аспект е извонредно мозаична (се менува на мали растојанија).

Територијата на Македонија претставува природен музеј на речиси сите почви што се сретнуваат во Европа. Ваквата разновидност се објаснува со хетерогеноста на педогенетските фактори (*матичниот сујстрат*, *релјефот*, *климата*, *вејетација* и др).

Матичен супстрат

Под *матичен сујстрат* (геолошка основа) се подразбира секоја карпа, било компактна или растресита која е извор на материјал за образување на минералниот дел на почвата. На територијата на Република Македонија, како мал простор, разнообразието на геолошкиот состав одиграло голема улога врз генезата на почвите. Матичните карпи придонесуваат за образување и распространетост на одделни почвени типови или на нивни пониски таксономски единици. Од педогенетска гледна точка матичните карпи во Македонија се одликуваат со две, мошне значајни карактеристики. Од една страна се извонредно хетерогени, а од друга на планините се разликуваат од оние во котлините. Матичниот супстрат често се менува на мали растојанија, со што е изразена неговата мозаичност. Тоа е една од најважните причини за хетерогеноста и мозаичноста на почвената покривка во Република Македонија.

Планинските простори главно се составени од цврсти (компактни) карпи, а сосема мали простори се покриени со растресити и слабо врзани седименти, како што се флишот, моренските наслаги и сл. За разлика од планините мал дел од котлинските простори се под компактни карпи (вулкански купи). Педогенезата врз компактните карпи битно се разликува од онаа врз растреситите. Врз компактните карпи педогенезата тече бавно, најнапред под влијание на лишаите и мовови, а потоа и на вишите растенија. Врз ваквите карпи се формираат поплитки и поскелетни почви. Врз кварцните карпи, поради нивната отпорност на физичкото распаѓање и содржината на сосема мали количества на други минерали што можат да дадат глина, почвите во сите

свои еволутивни стадиуми остануваат скелетни и песокливи (силно водопропустливи). Врз овие карпи се јавуваат: литосолите, ранкери и кафеавите шумски почви. Од силикатните карпи најмногу се застапени кисели силикати. Доминираат гнајсеви, филити, микашистите и разни други шкрилци. Нешто помалку има кисели магматити, како што се: гранитите, гранодиоритите, риолити и дацитити. Врз компактните силикатни карпи педогенезата може да се одвива слично како и врз кварцните карпи. Меѓутоа, некои кисели компактни карпи (некои гранити и микашисти) физички може да се распадат пред започнување на педогенетските процеси и да дадат грус.

Најраспространети базични карпи во Република Македонија се: габро, дијабазите, разните шкрилци со базичен карактер и др. Кај нив, поради поголемата содржина на минерали, послабо отпорни на хемиско распаѓање, се добива повеќе глина. Врз базичните карпи на поголемите надморски височини, а во зависност и од другите педогенетски фактори, се јавуваат: литосоли, ранкери и кафеави шумски почви, додека во пониските (потопли и посуви) зони може да се јават смолници и циметни шумски почви.

Иако масивните (компактни) доломити покажуваат одредени специфичности, педогенезата врз калцитските и доломитските варовници, како и врз мермерите и доломитите во принцип се одвива на ист начин. За разлика од силикатните карпи почвите врз чисти варовници, доломити и мермери се образуваат не од целата маса на карпата, туку само од малото количество силикатен резидиум, кој обично е богат со глина. Процесот на ослободување на резидиумот е долготраен и обично се потребни 8.000 - 10.000 години за образување на 1 cm почвен слој.



сл. 280, Педолошка покривка врз цврсти карпи (тријаски варовници)
на планината Галичица

Еволуцијата на почвите врз растресити и слабо врзани седименти тече побрзо, при што, се формираат подлабоки и поплодни почви. За генезата на почвите врз вакви супстрати се значајни механичкиот состав, а особено содржината на глина, потоа содржината на CaCO_3 и појавата на слоевитост. На територијата на Република Македонија особено добро се распространети кластичните мезозојски (тријаски, јурски или кредни) седименти, најчесто во вид на флиш, песочници, глинци, туфни песоци и др. Рендзините создадени врз мезозојските, палеогените и неогени седименти се разликуваат од рендзините создадени врз компактни лапорести варовници по тоа што се подлабоки и поплодни. Палеогените (еоценски) морски седименти слично на мезозојските се јавуваат во вид на флиш. Ако не се растресити, при распаѓањето брзо минуваат во растресита состојба и во педогенезата се однесуваат како и растреситите седименти. Слатководните неогени седименти (чакали, песоци, глини, песочливи глини и др), кои се распространети во котлините се главно растресити. Слабо врзаните конгломерати, песочници, глинци и лапорци со неогена старост брзо минуваат во растресита состојба. Главно се распространети по рабните делови на котлините. Врз нив, во првиот стадиум се образуваат сироземи. Во вториот стадиум, на зарамнетите и богати со глина простори се образуваат смолници, а во посиромашните со глина и со CaCO_3 брановидни терени се образуваат циметни почви. Алувијалните се-

дименти се слоевити и хетерогени по својот минеролошко-петрографски и гранулометриски состав (како вертикално така и хоризонтално), што се одразува врз генезата и својствата на почвите. Езерските и барски плеистоцени седименти врз генезата на почвите играат слична улога како и алувијалните седименти. Врз плеистоцените глацијални седименти (моренски наслаги и сл) се образуваат скелстни почви (рендзини).

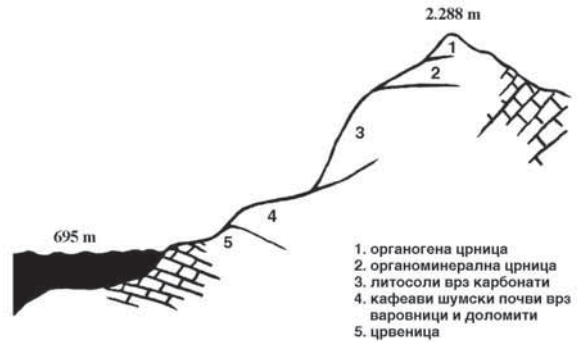
Релјефот како педогенетски фактор

Македонија се одликува со извонредно разнообразен и сложен *релјеф*. Се јавуваат различни релјефни форми, на различна надморска височина (од 45 m во Гевгелиската Котлина до 2.753 m на планината Кораб). Македонија е планинско - котлинска земја (2/3 планини) со средна надморска височина од 829 m (Сшојмилов 1976). Во нејзе, како на шаховска табла, се менуваат високи планини (13 со височина поголема од 2.000 m) и котлини, меѓусебно поврзани со превали или длабоки клисурести долини. Ваквата релјефна морфопластика има силно влијание не само врз педогенезата, туку и врз останатите педогенетски фактори (клима, вегетација). Меѓутоа, релјефот, за разлика од другите педогенетски фактори врши само одредена прерас-

пределба на материите и енергијата што доаѓаат од другите сфери во педосферата. Границите помеѓу одделни релјефни форми се често и граници меѓу почвените типови, или на нивни пониски таксономски единици.

Планините во Република Македонија покажуваат голема вертикална расчленетост, што е причина за појава на климатско - вегетациона и почвена зоналност. Со зголемување на надморската височина почвите стануваат поладни и повлажни, со што се менува и насоката на педогенетските процеси. Се засилува физичкото распаѓање (погруб механички состав), слабее хемиското распаѓање (помалку глина) и се засилува акумулацијата на хумус (послаба минерализација). Во врска со тоа, на разни висински зони, во зависност и од другите фактори (супстрат и сл), доминираат различни почви. Така, на пример, во највисоките делови на планините, врз кисели карпи се јавуваат ранкери и кафеави подзолести почви. Пониско од нив се сретнуваат хумусните кафеави шумски почви, а уште пониско типичните кафеави шумски почви и во најниските делови циметните шумски почви. Врз карбонатните карпи, одозгора надолу се јавуваат: органогените, а потоа органоминаралните црници. Пониско се кафеавите почви врз варовници и најниско (сосема ретко, во услови на модифицирана медитеранска клима) црвениците (сл. 281).

Наклонот на релјефот, кој со своето влијание е во комбинација со експозиционата поставеност, исто така, има свое значење за педогенезата. Така, на пример, северните експозиции се значително повлажни, постудени и посилно обраснати со шумска вегетација. Почвите на ваквите експозиции обично се подлабоки, покисели и со повисок степен на еволуција. Спротивно влијание имаат јужните експозиции и стрмните наклони. Јужните експозиции, особено ако се пострмни, се посуви, потопли и со поретка вегетација. Овде почвите се посилно еродирани, а со тоа и поплитки и со понизок степен на еволуција (сл. 282). На планините, кои претежно се изградени од карбонатни карпи процесот на карстификација создал специфичен карстен



сл. 281, Создавање различни почвени типови врз ист петрографски супстрат со зголемување на надморската височина (промена на климата) на планината Галичица

незата. Така, на пример, северните експозиции се значително повлажни, постудени и посилно обраснати со шумска вегетација. Почвите на ваквите експозиции обично се подлабоки, покисели и со повисок степен на еволуција. Спротивно влијание имаат јужните експозиции и стрмните наклони. Јужните експозиции, особено ако се пострмни, се посуви, потопли и со поретка вегетација. Овде почвите се посилно еродирани, а со тоа и поплитки и со понизок степен на еволуција (сл. 282). На планините, кои претежно се изградени од карбонатни карпи процесот на карстификација создал специфичен карстен



сл. 282, Северните, повлажни и пошумени и јужните падини на планината Водно (1.067 m)

релјеф, што има големо значење за педогенезата. Почвите на ваквите простори на мало растојание имаат различна длабочина, што е причина за појавата на органогени црници (до 10 cm длабочина), органоминерални црници (од 10 до 30 cm) и кафеави почви врз варовници (со длабочина од над 30 cm).

Котлините според својата релјефна морфопластика силно се разликуваат од планините, а воедно имаат и поинакви климатски и вегетациски карактеристики. Брановидниот (ритчест) релјеф долж котлинските рамки во основа е претставен со езерски тераси препокриени со неогени седименти (абразивен релјеф). Терасите најчесто не се зафатени со ерозија и на нив главно се образуваат смолници. Во горните делови на ридовите (пострм наклон) почвите се поплитки, често еродирани, при што, на површината се јавува хоризонтот АС или (В). Кон пониските делови се сретнуваат и подлабоки почви, а почвите се најдлабоки на зарамнетите тераси и во негативните релјефни форми. На ваквите простори подземните води се длабоки и не играат никаква улога во педогенезата. На брановидните ритчести терени, во зависност и од другите педогенетски фактори, главно се јавуваат: рендзини, черноземи, смолници и циметни шумски почви. Падинските тераси во котлините се состојат од наносни конуси (плавини) во кои се образуваат делувилалните почви. Во најниските делови на котлините се јавуваат алувијалните рамнини, претставени со речни тераси во кои нема појава на ерозија. Повисоките тераси се со автоморфни почви (рендзини, циметни шумски почви), а на пониските, кои доминираат, се јавуваат хидроморфни и халоморфни почви. Може да се каже дека значителен дел од територијата на Република Македонија е покриен со почви во кои релјефот има позначајна улога во педогенезата. Такви се, на пример, литосолите и хидроморфните почви.

Климата како педогенетски фактор

Република Македонија се протега на јужната граница на умерениот појас, кој се граничи со субтропскиот појас во чии рамки е и медитеранската клима. Може да се каже дека *климата* зависи од самата географска широчина на која се наоѓа Република Македонија. Меѓутоа, ваквото нешто е силно модифицирано од повеќе фактори, како што се: релјефот, влијанието

на големите копнени маси (евроазиска, афричка), оддалеченоста од морињата, потоа циклонските и антициклонските влијанија, присуството на околните водни басени и др. Несомнено релјефот (релјефната морфопластика на територијата на Република Македонија) врши најсилна модификација на зоналната клима. Големата расчленетост и хетерогената надморска височина се главната причина за создавање на вертикални климатски зони, кои меѓусебно силно се разликуваат. Присуството на високи планини не само што создаваат автохтона (планинска) клима, туку таа врши и соодветна модификација на климатските прилики и во котлините. Високите планини долж границите на Македонија го намалуваат влијанието на континенталната и медитеранската клима. Правецот на нивното протегање, како и протегањето на речните долини овозможува продор на топли медитерански и ладни континентални климатски влијанија.

Односот помеѓу атмосферската клима и почвата е многу сложен од повеќе причини. Пред се, климата влијае комбинирано со другите педогенетски фактори (ги модифицира нивните влијанија). Понатаму, процесите во почвата директно зависат од педоклимата, т.е. од водниот и топлотниот режим на самата почва (педоклимата се разликува од атмосферската клима). Климата, исто така, се менува, поради што има почви чии својства не кореспондираат со современите климатски услови. Климата има повеќекратно, како директно, така и индиректно влијание врз другите педогенетски фактори, како и врз генезата на самите почви. Климата е мошне значаен фактор за ерозија на почвите во Република Македонија. Всушност, може да се каже дека од климата зависат сите педогенетски процеси што се одвиваат во почвите. Покрај тоа што образувањето на голем број почвени типови во Македонија е во тесна врска со влијанието на климата, таа создава и вертикални климатско-вегетациски појаси, од што зависи и појавата на вертикални почвени појаси (Филиповски, Ризовски, Ристевски 1996).

Водите како педогенетски фактор

Водиите во Република Македонија (хидрогеографски услови) покажуваат влијанија врз образувањето, својствата и географската распространетост на почвите. Ваквото нешто првенствено се однесува на површинската речна мрежа, подземните води и наводнувањето. Речната мре-

жа има повеќекратно значење за образување на почвите. Со денудација ги дисецира планинските и брановидните ридести терени (се создава флувијален релјеф), со што посредно делува врз педогенезата. Со своите наноси ги создава алувијалните рамнини и падинските конуси (плавини). Со нанесување на големи количества на алувијални и делувијални наноси речната мрежа создава супстрат од кој се образуваат голем број почвени типови. Со плавење на најниските тераси ја засилува хидроморфноста на почвите. Водата често нанесува и плоден мил со кој се регенерира плодноста на почвата, додека со поткопување на речните корита се однесуваат плодните алувијални почви. Преку поплави и директно комуницирање со подземните води (кај најниските тераси) речната мрежа е од значење за длабочината и составот на подземните води, а со тоа и за педогенезата. Меѓутоа, на планинските терени подземните води се мошне длабоки и не играат никаква педогенетска улога. На ваквите простори мочурливи површини со хид-

роморфни почви (тресетишта) се јавуваат на исклучително мали површини. Со плитки подземни води (поплитки од 3 m) се одликуваат рамните дна на котлините, а особено најниските речни тераси и депресиите. Ваквите води на територијата на Македонија од посебно големо значење за педогенезата биле пред извршените мелиоративни зафати (сл. 233). Врз образување на почвите подземните води се комбинираат со морфологијата (депресии) и вегетацијата (ливадска, хидрофитна, халофитна). Покрај самата длабочина на подземните води, за педогенезата од значење е и содржината на соли (минерализацијата), како и нивниот состав.

Вегетацијата како педогенетски фактор

Вегетацијата во Република Македонија е мошне разнообразна. Ретки се областите во кои на така мал простор се јавува толку голем број растителни заедници. Појавата на ваквите заедници е во тесна врска со хетерогените физичко-географски карактеристики на Македонија (географската положба, влијанието на двете зонални и на планинската клима, сложената релјефна морфопластика која овозможува вертикално расчленување на вегетацијата, разнообразието и мозаичноста на геолошкиот супстрат, а со тоа и појавата на голем број почвени типови и др). Според Ем (1974) има основа да се тврди дека во минатото, без малку целата територија на Македонија, со исклучок на највисоките делови и во некои мали делови во низиите, била под природна шумска вегетација. Дел од сегашната вегетација (особено шумската) е со климатонален карактер (Филиповски, Ризовски, Ристевски 1996). Останатата вегетација е условена од топографските или од хидрографските услови. Со вековното уништување на природната климатонална вегетација се добиени површини со планински или ридски пасишта, како и површини со земјоделски култури.

Значењето на вегетацијата за генезата на почвите најдобро се согледува при соодветни долгогодишни стационарни истражувања на екосистемите на разни вегетацијски типови, при што, се вклучуваат и истражувањата на почвите. Кај нас вакви истражувања се вршени во екосистемот *Quercetum frainetto cerris* во националниот парк Галичица (Груиче 1983) и буковиот екосистем *Calamintho grandiflorae - Fagetum* Ем на планината Бистра. Со истражувањата е утврдено



сл. 283, Иницијална фаза во образување на почвен супстрат (литосоли) врз цврсти силикатни карпи на врвот Кајмакчалан (2.520 m)



сл. 284, Шумска простирка (Ao) во буков комплекс на планината Бистра и изработка на педолошки профил, фот. Меловски

дека годишната продукција на биомаса во екосистемот *Quercetum frainetto cerris* во националниот парк „Галичица“ изнесува 2/36 t/ha. Вегетацијата со својата биомаса учествува во педогенетските процеси преку синтеза и трансформација на органските материи, со што во почвите се акумулираат органски отпадоци, хумус и биогени елементи. Во буковите региони, за разлика од дабовите, производството на биомаса е позразено (поголема влажност). Како резултат на пониската температура овде е малку ослабена минерализацијата, со што во почвата останува и повеќе хумус. Во регионот на иглолистните шуми, каде се образуваат хумусните кафеави почви, производството на отпадоци од иглиците е големо, а минерализацијата уште повеќе ослабена. Овде се формира хоризонт на полусуров до суров хумус. Во највисоките делови на планините (доминација на тревна вегетација) од почвите се застапени ранкери и варовничко-доломитски црници во кои содржината на хумус е висока. Така, на пример, во црниците под кривест бор (*Pinus mugo*) има над 20 % хумус. Ваквите податоци укажуваат дека со порастот на височината се зголемува и содржината на хумус во почвите.

Едно од најзначајните влијанија на вегетацијата е што таа во комбинација со другите педогенетски фактори, придонесува за појава на еден или друг почвен тип, т.е. вегетацијата е значаен фактор за хетерогеноста на почвената по-

кривка во Република Македонија. Под влијание на вегетацијата во пукнатините на карпите не се формира вистинска почва што би го покривала целиот супстрат или дел од него. На површината останува гола компактна карпа, а се формира сосема мало количество хумусна земја. Педогенезата врз сипарите тече поинаку (образуваната почва ја покрива целата површина). Првата и многу значајна улога што ја имаат пионерските растителни заедници на ваквите простори е во фиксирањето на сипарите, т.е. овозможување тие да бидат неподвижни, без што педогенезата и не би можела да започне. Во овој, прв стадиум, врз карбонатните сипари се образува силно скелетен варовничко - доломитски литосол. Кога сипарите ќе бидат на целата површина освоени со вегетација и ако овој стадиум потрае подолго, еволуцијата на почвата ќе доведе до формирање на скелетна делувилална варовничко-доломитска црница. Кај сипарите од силикатни карпи, кои се поретки, тече сличен педогенетски процес, при што силно скелетниот литосол може да еволуира во скелетен ранкери.

Педогенезата на планинските пасишта се развива различно, во зависност од тоа дали пасиштата се врз карбонатна или врз силикатна основа. Почвите со тревна вегетација врз компактни карбонати во првиот стадиум се развиваат како варовничко - доломитски црници, богати со хумус и плиток хоризонт до 10 cm. Ваквата почвена покривка е со прекини како после-

дица на процесот на карстификација. Во следниот стадиум почвениот профил се продлабочува (15 - 20 cm), содржината на хумус се намалува и се формира органоминерална црница. Во натамошната еволуција, на одделни порамни места, каде почвата е длабока 50 и повеќе cm, повеќе наликува на ранкер отколку на црница. На високите простори врз силикатна подлога, која далеку побргу и полесно се распаѓа, се создаваат подлабоки почви (ранкери).

Почвите на ридските пасишта, исто така, може да се поделат по тоа дали се јавуваат врз карбонатен или бескарбонатен супстрат. Овде, под шумска вегетација, во зависност и од супстратот се јавуваат повеќе почвени типови. Така, на пример, во субмедитеранското подрачје, во заедницата на дабот прнар (*Coccifero-crpinetum orientalis*) доминантен е процесот на образување на циметни шумски почви. Тие, со повеќе потти-

пови, се образуваат и под растителните заедници во топлото континентално подрачје. На ридовите во ладното континентално подрачје доминираат кафеавите шумски почви. Во повисоките региони (букови шуми врз кисели силикатни карпи) главно се образуваат ранкери, додека врз компактните карбонатни карпи кафеави почви.

Под блатната вегетација еволуцијата на почвите го има следниот редослед: мочурливо - глиновити минерални почви, мочурливо-глиновити хумусни почви, тресетно-мочурливи почви и ниски тресетни почви. Почвите под ливадска вегетација, во зависност од интензитетот и долготрајноста на влажнењето, се јавуваат во следната еволутивна серија: алувијални, оглинети алувијални почви, ливадски почви и мочурливо-глинести почви.

сл. 285, Варовничко - доломитски црници на Галичица (локалитет „Суво Поле“)





сл. 286, Солени почви на локалитетот „Соленица“
(Криволак) во централниот дел на Македонија

НЕРАЗВИЕНИ И СЛАБО РАЗВИЕНИ ПОЧВИ

Неразвиените и слабо развиените почви во Република Македонија се карактеризираат со слаби педогенетски процеси. Кај нив се јавува само иницијален, слабо развиен хоризонт (А). Еволутивно тоа се млади почви и чинат преод помеѓу матичниот супстрат и развиените почви.

Во зависност од генезата неразвиените и слабо развиени почви во Република Македонија се поделени во четири почвени типа: литосоли (камењари), регосоли (сироземи врз растресит супстрат), ареносоли (еолски песоци) и делувијални (колувијални) почви.

Литосоли

Литосолиите (камењари) името го добиле од зборот „litos“ камен, карпа и „solum“ почва. Според класификацијата на FAO/UNESCO се означени како Lithic leptosols. Овие почви не се користат во земјоделското производство. Всушност и не се јавуваат во котлините, каде земјоделското производство е сконцентрирано, туку само на планинските терени. Образовањето на литосолите зависи од матичните карпи, како и од останатите услови на средината (релјеф, клима, вегетација). Во Република Македонија литосолите се образувани врз различни компактни карпи. Особено се погодни карпите што со физичкото распаѓање даваат каменлив (скелетен) детритус, а не грус и ситни честички.

Литосолите во Република Македонија најчесто се јавуваат на планински релјеф со стрмни наклони (над 30°). Тоа не се „климатогени“ почви, т.е. се јавуваат во сите вертикални климатски зони. Се образоваат во услови кога вегетацијата од кои било причини е слабо развиена. Таа може да биде составена од лишаи, мовови или недоволно развиени тревы со ретки грмушки и дрвја. Нивната биолошка активност е мала и во почвата може да се формира само хоризонт (А). Вегетацијата е незначително развиена поради фактот што во почвата има мало количество вода и хранливи материи (слаба акумулација на хумус). Профилот на овие почви се одликува со плиткост и скелетност. Преовладуваат покрупни фракции со остри рабови и обично количеството на скелет се зголемува со длабочина. Диференцираноста на хоризонти е слаба, често едвај забележлива. Литосолите се распространети низ сите планини, а особено ги има на Јакупица, Скопска Црна Гора, Осогово и Пелистер. Поради плиткоста, скелетноста и стрмните наклони на кои се јавуваат, литосолите не се обработува-

ат и не се користат во земјоделското производство. Дел од нив се под сиромашни пасишта, а дел под шуми, често деградирани.

Сироземи

Сироземиите (регосоли) претставуваат неразвиени и слабо развиени почви врз растресит супстрат. Се образоваат при еродирање на порано образувани почви на супстрат што останал по ерозијата. Тие се индикатор на силно развиени ерозивни процеси. Првично сироземи-те и литосолите биле третирани како еден почвен тип, означен како сирозем. Меѓутоа, сироземи-те се разликуваат од литосолите. Литосолите имаат плиток профил (до 20 cm), литичен контакт и се образувани врз масивни карпи, додека сироземи-те се подлабоки, немаат литичен контакт и се образувани врз растресит супстрат. Поради ваквиот супстрат биолошки се поактивни. Во сироземи-те побрзо се населува вишата вегетација, со што и педогенезата се одвива со побрзо темпо. Воедно, сироземи-те повеќе се јавуваат на брановидни ритчести терени, до 800 m височина. Својствата на сироземи-те најмногу зависат од матичниот супстрат. Тоа се првенствено карпи што физички се распаѓаат во грус или ситен детритус. Нивниот профил, (А) - С, морфолошки е слабо диференциран, со едноставна градба. Хоризонтот (А) по боја малку се разликува од хоризонтот С (нешто е потемн, со жолтеникавосива боја), а во некои профили и не се разликува. Механичкиот состав на хоризонтот (А) зависи од супстратот. Може да бидат присутни заоблени и незаоблени скелетни честички. Во хоризонтот (А) се видливи и знаци на биолошка активност. Кореновите системи се доста развиени, а може да има и траги од почвена фа-

таб. 28, Механички состав на сироземите, според Филијовски (1995)

	А	Б	В	Г	Д	Г	Е	
1	(0-18)	29,30	36,10	54,60	9,30	0,00	9,30	Берово
	(0-25)	49,37	69,82	25,58	4,60	0,00	4,60	Делчево
	(0-28)	10,10	22,87	69,53	7,00	4,20	11,20	Битола
	(0-12)	46,04	25,61	63,26	7,17	2,96	10,13	Куманово
	(0-24)	21,50	80,50	9,50	0,60	9,40	10,00	Мариово
2	(0-20)	15,44	36,14	57,06	6,80	0,00	6,80	Малеш
	(0-21)	15,84	37,30	52,20	3,70	6,80	10,50	Велес
	(0-10)	15,30	50,82	36,43	11,80	0,95	12,75	Валандово
	(0-32)	18,11	25,23	42,57	19,90	12,70	32,20	Гевгелија
	(0-29)	13,03	34,53	51,27	6,00	8,20	14,20	Мариово
3	(0-24)	21,50	80,50	9,50	0,60	9,40	10,00	Мариово
	(0-20)	18,10	7,54	78,56	9,40	4,50	13,90	Велес
	(0-20)	9,51	24,00	32,40	32,75	10,85	43,60	Малеш
	(0-40)	11,06	18,02	59,78	6,00	16,20	22,20	Штип
	(0-30)	16,22	25,06	56,24	12,00	6,70	18,70	Радовиш
4	(0-18)	0,40	0,54	30,16	14,20	55,10	69,30	Велес
	(0-34)	0,55	10,60	22,65	52,95	11,80	64,75	Штип
	(0-18)	2,66	7,00	48,70	33,00	11,30	38,00	Овче Поле
	(0-20)	13,20	18,00	48,50	24,50	9,00	33,50	Кочани
	(0-23)	6,18	7,41	55,39	17,00	20,20	37,20	Кратово

А. Длабочина на хоризонтот, Б. Скелет ($> 2 \text{ mm}$), В. Крупен песок ($0,2 - 2,0 \text{ mm}$), Г. Ситен песок ($0,02 - 0,2 \text{ mm}$), Д. Прав ($0,002 - 0,02 \text{ mm}$), Г. Глина ($< 0,002 \text{ mm}$) Е. Прав + глина ($< 0,02 \text{ mm}$). 1. Силикатен дистричен сирозем, 2. Силикатен еутричен сирозем врз реголит од компактни карпи, 3. Силикатен еутричен сирозем врз терциерни седименти, 4. Силикатно-карбонатен сирозем.

уна. Хоризонтот С поради нешто послабата биолошка активност е позбиен, но поради растреситоста има услови за развоток на коренови системи.

Најголем дел од сироземите кај нас се јавуваат на брановидни ритчести терени каде ерозијата е особено силна, како резултат на уништениот дабов комплекс и каде доминираат палеогените, неогени и делувијални седименти. Може да се каже дека сироземите покриваат околу $1/3$ од брановидните ритчести терени. На ваквите терени се јавуваат заедно со рендзините, смолниците и циметните шумски почви, по чие еродирање започнува генезата на сироземите. Сироземите најмногу ги има во котлините во кои доминираат брановидни ритчести терени. Такви се: Скопската, Кумановската, Овчеполската, Кочанската, Велешката и Тиквешката, а во помал процент се застапени и во други котлини (Пијанец, Полошка, Кичевска, Пелагониска). Сироземите со успех се користат во земјоделското производство благодарение на тоа што се образуваат врз растресит супстрат. Освен тоа, имаат релатив-

но добар водно-воздушен режим. Општо земено, се одликуваат со пониска плодност од соседните почви со чие еродирање настанале, бидејќи најплодниот дел на профилот со ерозија е изгубен. Во зависност од својствата што ги поседуваат, како и во зависност од условите на средината (клима, релјеф и др) се користат на различен начин. Дел од нив се под шуми, а дел под деградирани шуми и пасишта. Во котлините дел од сироземите образувани врз терциерни седименти (Овче Поле, Тиквеш и други аридни подрачја) се под зимски пасишта. Голем дел од нив по Втората Светска војна се претворени во обработливи површини. Најголемиот дел од сироземите што се под ниви се користат за одгледување на житни култури (пченица, јачмен, поретко 'рж). Таму каде што има услови за наводнување се користат за одгледување на пченка, тугун, афион, сончоглед, а со голем успех се подигнати и плантажи на лозја. Во посувите реони врз сироземите се одгледуваат праски, кајсии и бадеми, а во повлажните и поладни котлини и на поголемите височини јаболки, круши, сливи и ореви.

Ареносоли

Ареносолиите (еолски песоци) се дефинираат како неразвиени или слабо развиени песокливи почви што се наталожиле под влијание на ветрот. Во овој тип спаѓаат како постојано подвижните песоци, без знаци на педогенеза, така и песоците што се стабилизирани со вегетација. Во вторите се јавува и хоризонтот (А). Името го добиле од латинскиот збор „arena“, што значи песок. Во Република Македонија зафаќаат сосема мали површини, не се плодни и немаат некое особено значење. Распространети се на околу 200 ha во Гевгелиската Котлина (околу реката Вардар), јужно и западно од селото Ѓавато (сл. 287).



сл. 287, Еолски песоци (ареносоли) во близина на с. Ѓавато - гевгелиско

За образување на овие почви значаен е супстратот, т.е. неговото потекло. Кај нас ареносолиите имаат наносно, речно потекло. Реката Вардар, која има мошне нерегулиран режим на водите, силно надојдува, го менува коритото и носи огромни количества песок што го таложи во близина на своето корито. Со повлекување на водата песоците се сушат и под влијание на сил-

ните ветрови што дуваат по долината на Вардар се транспортираат - се формираат песочни дини. Ваквите наноси ветрот може да ги премести и да ги наталожи врз соседните (плодни) алувијални почви. Веројатно ваквиот процес поинтензивно се одвивал во минатото, кога климатските услови биле поаридни. Тогашната подвижност на песоците („живи“ песоци) овозможило создавање дини, кои денес се фосилизирани (покриени со вегетација). Со нивната фосилизација започнуваат педогенетските процеси, т.е. формирање на генетски хоризонт А.

Делувијални почви

Делувијалните (колувијални) почви се најдобро проучениот почвен тип од класата на неразвиени почви, што може да се објасни со нивното големо значење за земјоделското производство. Се образуваат со еродирање и транспортирање на матичните карпи и почвите со поројни водотеци од повисоките планински и ритчести терени и со реченото таложење на материјалот во подножјето на ваквите терени (сл. 288). Покрај релјефните структури (хорстови - високи и стрмни планини и грабени - зарамнети котлини) за образување на ваквите почви се значајни и климатските прилики (пороен карактер на врнежите и аридност на климата), т.е. послабиот развиток на природната шумска вегетација и нејзино потешко обновување ако е уништена.

Условите за создавање на делувијалните почви се менуваат со текот на времето, како и од место до место, поради што покажуваат голема хетерогеност. Воедно, со постојана обработка човекот ги одржува во почетна фаза на педогенезата, т.е. не дозволува да бидат обраснати со природна вегетација и понатаму да еволуираат. Акумулацијата на хумус е слаба (просечно 1,94 %) бидејќи природната вегетација, која дава повеќе отпадоци е заменета со културна. Како резултат на слабо развиените педогенетски процеси хоризонтацијата на профилот кај делувијалните почви е незначителна. Можно е формирање само на хоризонт (А). Правата хоризонтација започнува со нивната еволуција во други, развиени почви. Делувијалните почви може да еволуираат во разни почви под влијание на плитките подземни води, или при подолго траење на педогенетските процеси. Под влијание на подземните води и ливадската вегетација еволуираат во ливадски почви, а поретко во мочурливо - глиновити почви. Во котлините еволуираат во рен-



сл. 288, Шематски приказ на делувијалните почви во подножјето на планината Беласица (Струмичка Котлина)

дзини и циметни шумски почви, со појава на циметен - црвенокафеав хоризонт (В), кој е покомпактен, потврд и поглинест од другиот дел на профилот. Во планинските предели делувијалните почви еволуираат во ранкери.

Морфолошките својства на ваквите почви зависат од минералошко - петрографскиот состав на материјалот што се таложи, како и од условите на пренос и таложење на материјалот. Нивниот профил е типично (А) - С, при што, хоризонтот (А) суштински не се разликува од С, особено ако е формиран од ист супстрат. Хоризонтот (А) содржи малку повеќе хумус од хоризонтот С, но ја нема битно изменето својата боја. Самата боја на овие почви е мошне хетерогена, што зависи од бојата на наталожениот материјал. Материјалот во профилот не е сортиран и се состои од неправилно измешани честички со различни димензии и појава на скелет со остри рабови. Материјалот е пренесен на релативно мало растојание. Со еволуцијата кон развиените почви се менува и самата морфологија. Со минување во ранкери се јавува темен хоризонт А, а со минување во циметни шумски почви се јавува црвенокафеав поглинест, потврд и позбиен хоризонт (В).

Површината на делувијалните почви во Македонија изнесува 6,19 % од нејзината територија (Филиповски 1995). Најмногу се распространети во подножјата на планинските терени, особено во подножјата на највисоките пла-

нини. Од најнискиот дел на планинските терени се спуштаат кон дната на котлините во вид на серии на наносни конуси. На овој начин создаваат појас околу рамното дно на котлините и меѓу него и планинските и брановидно - ритчестите терени. Делувијалните почви претставуваат многу значајна специфика во географијата на нашите почви. Ретки се областите во Европа и на Балканскиот Полуостров со толку висок процент на делувијални почви каков што е случајот со територијата на Република Македонија. Високиот процент на нивната застапеност е доказ и за мошне интензивните ерозивни процеси. Најголемите површини под овој почвен тип се застапени во Полог, Струмичката, Пелагониската, Струшката и Гевгелиската Котлина. Помалку ги има во Велешката, Овчеполската, Тиквешката, Кумановската, Скопската и повисоките котлини во источните делови на Македонија.

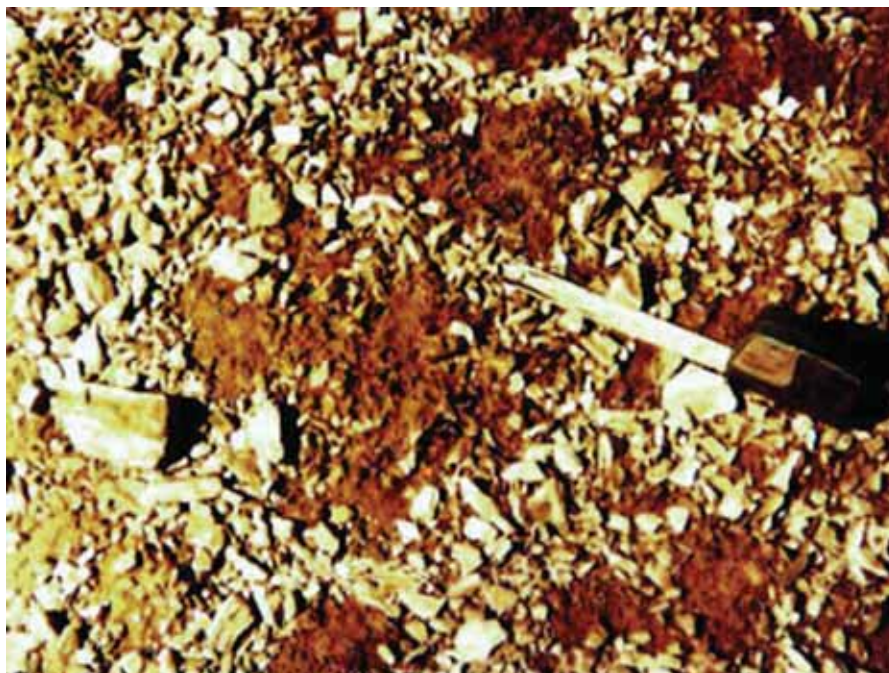
Продуктивните способности и користењето на делувијалните почви зависи од нивниот механички состав, од физичките, хемиските и биолошките својства, како и од климатските услови во кои се јавуваат. Во споредба со алувијалните почви, со кои се граничат, се одликуваат со значително пониски продуктивни својства, т.е. послабо се сортирани и се јавуваат на не така рамен терен како алувијалните почви. Воедно, послабо се обезбедени со вода, т.е. подземните води во овие почви се длабоки. Во зависност од продуктивната способност делувијалните поч-

ви се поделени на три групи. Во првата група спаѓаат скелетните, односно каменливите и чакалести делувијални почви, кои најчесто се јавуваат на врвот на наносниот конус, како и покрај коритата на поројниците. Овде почвите не се обработуваат, а најчесто се користат како мошне сиромашни пасишта. Во втората група спаѓаат оглинетите делувијални почви и делувијално-алувијалните почви. Тие се јавуваат во најниските делови на наносните конуси, каде има и плитки подземни води. Во споредба со останатите, овие делувијални почви се обично посортирани, со пофина структура и содржат повеќе органски материи. Се користат како ливади од кои се добиваат повеќе откоси. Во третата група спаѓаат останатите делувијални почви што се и најраспространета. Тие немаат длабоки подземни води, содржат малку скелет и се користат интензивно во земјоделското производство. Од големо значење за нивната продуктивност е позитивното или негативно влијание на човекот. Во услови без наводнување и во зависност од климатските прилики на делувијалните почви се одгледуваат разни нивски култури. Од житата најмногу се среќава пченицата, а помалку јачменот и 'ржта. Во повисоките делови се одгледува сончоглед, бостан, памук, афион и компир. Со нивно наводнување е овозможен голем замав на градинарството и овоштарството. Најголемиот дел од овоштарниците во Пелаго-

нија, Полог и Преспа се подигнати токму на делувијални почви.

Полигонални почви

Од класата неразвиени почви на територијата на Македонија е забележана и појавата на рецентни *полигонални почви* (Колчаковски 1996, 2.000). Тие се регистрирани само на еден локалитет на планината Јабланица (Црн Камен, 2.257 m), што е и првично сознание за ваква појава на високите планини на Балканскиот Полуостров. Рецентни полигонални почви во поширокиот Медитерански регион, со исклучок на Алпите и Кафказ, се познати од два локалитета: Атлас (Toubkal, 4.155 m) во Мароко, на височина од 4.200 m (Messerli 1966) и на високите Либански Планини (Qornet es Saouda, 3.088 m) на 2.700 m надморска височина (Klaer 1957). На планината Јабланица рецентните полигонални почви се наоѓаат во средишниот, зарамнет дел на гребенот што ги одвојува Подгоречкиот од Вевчанскиот цирк, односно југозападно од врвот Чаушков Равен (2.078 m), на надморска височина од 2.010 m. Дијаметарот на полигоните изнесува од 10 до 20 cm.



сл. 289, Појава на полигонални почви на планината Јабланица на височина од 2.010 m, со дијаметар на полигоните од 10 до 20 cm

ХУМУСНО-АКУМУЛАТИВНИ ПОЧВИ

Од класата хумусно-акумулативни почви во Република Македонија се сретнуваат пет почвени типа: **варовничко-доломитска црница**, **хумусно-силикајтни почви** (ранкери), **рендзини**, **черноземот** и **смолницата**. Сите тие имаат хумусно-акумулативен хоризонт А кој преку еден преоден хоризонт АС минува во хоризонтот С, или директно лежи врз компактен супстрат. Само кај некои преодни поттипови е можна појава на хоризонт (В) во неговата иницијална фаза.

Бидејќи со педогенезата не се менува минералниот дел на почвата, нивното образување многу зависи од супстратот. Поради тоа имаат доста изразен литоген карактер. Така, на пример, варовничко-доломитската црница се образува врз чисти и компактни варовници и доломити, рендзините врз растресити силикатно-карбонатни седименти и нечисти и меки варовници, ранкерите врз компактни или растресити силикатни карпи, черноземите првенствено врз лесовидни седименти, а смолниците врз глинести седименти. Иако почвите од оваа класа се развиени („зрели“) тие се релативно млади и претходно минале низ почетен стадиум на неразвиени почви со (А) - С профил. При нивното образување во супстратот не се вршат длабоки промени.

Варовничко-доломитски црници

За **варовничко-доломитските црници**, како прв стадиум во образување на почвите врз чисти карбонати, главен педогенетски фактор е супстратот. Поради процесот на карстификација растварањето на компактниот варовник е нерамномерно по целата негова површина. Воедно, ослободувањето на резидиумот е мошне бавен процес. Со ослободување на нерастворениот остаток од карбонатната маса се создава минералниот дел на почвата, кој е релативно богат со глина. Најчесто ваквиот резидиум е бескарбонатен и во текот на еволуцијата на почвата не се менува, т.е. хемиски не се распаѓа.

Натамошната еволуција на варовничко-доломитските црници се одвива кон образување на кафеави почви врз варовник и кон црвеници. Како поттипови на варовничко - доломитските црници во Република Македонија се истакнуваат: органогената црница, која содржи над 25 % хумус и има темнокафеава до црна боја и органоминералната црница со содржина на хумус до 25 % и темнокафеава боја. Од вариететите се значајни: литичната органогена црница, чиј контакт со тврдата карпа е до 15 cm и литичната органоминерална црница, со литичен контакт до 25 cm. На сипарите се сретнува и скелетната делувиялна црница, која содржи над 50 % скелет и е подлабока од 15 cm.

По својата надворешна морфологија ваквите црници се разликуваат од останатите почви на истата класа. Почвената покривка ретко кога

е континуирана, т.е. најчесто покрива само дел од површината (30 до 50 %), обично во варовничките вдлабнатини. Исто така, се одликува со најплиток профил, кој во иницијалната фаза изнесува од 3 до 4 cm, а ретко кога достигнува 10-15 cm. Горниот дел на хумусниот хоризонт (неколку cm) се состои од густа мрежа на корења со малку ситна и црна почва. Под него се јавува црн и хомоген по целата длабочина хумусен хоризонт обраснат со корења до матичниот супстрат. Хоризонтот А лежи директно врз компактната карпа. Остро се граничи со неа и силно се разликува по боја (сл. 285). Црната маса од хоризонтот А може, преку тесни или пошироки пукнатини да навлезе во вид на клинови и џебови во матичната карпа (сл. 290). Органоминералната црница се разликува од органогената црница по тоа што ја покрива површината повеќе од 50 %, а има и подлабок профил (најчесто не повеќе од 30 cm). Воедно, содржи и помалку хумус и помал процент на скелет. Често е побогата со глина од претходниот поттип, при што, бојата и е нешто посветла (темнокафеава или чоколадна). Кај двата поттипа, ако се под шума, се јавува тенок слој на шумска простирка.

Земено воопшто, содржината на скелет кај црниците варира во мошне широки граници. Има профили во кои скелетот е застапен и со повеќе од 50 %, но и такви што се без скелет. Количеството на хумус во хоризонтот А варира во широки граници. Просечната вредност добиена од 134 профили е 11,19 %, додека максималната 32,67 % (Филиповски 1996).



сл. 290, Варовничко-доломитска црница на планината Галичица изградена врз тријаски варовници

Значењето на варовничко - доломитските црници за Република Македонија е во тоа што покриваат големи површини што се користат како летни високопланински пасишта. Само исклучително се обработуваат, а мал дел од нив се и под шумска вегетација. Вкупната површина на ваквите почви во Република Македонија изнесува околу 2.000 km². Се јавуваат на сите планини кои во целост или делумно се изградени од карбонатни карпи. Такви се: Сува Планина, Јакупица, Сува Гора, Бистра, Галичица, делови на Кораб, Шар Планина, Јабланица, Стогово и др. Нивната продуктивна способност зависи од длабочината на профилот, од физичките, хемиските и биолошки својства, како и од климатските услови и опасноста од ерозија. За разлика од длабочината на профилот, воздушните и топлотните својства не претставуваат ограничувачки фактор. Тоа се добро аерирани и топли почви, коишто придонесува и нивната црна боја.

Еден од основните ограничувачки фактори кај варовничко-доломитските црници е нивната преголема водопропустливост, што е случај и со варовникот под нив. Воедно, компактните карбонати со вертикални слоеви создаваат подобри услови за подлабоко продирање на кореновиот систем и подобро задржување на создадениот хумус. Црниците на варовниците со хоризонтални слоеви полесно се еродираат и по ерозијата на ваквите простори останува гола карпеста маса.

Ранкери

Хумусно - силикатните почви, или како што уште се нарекуваат и *ранкери*, се образуваат врз бескарбонатен (силикатен и кварцен) супстрат. Општо земено, може да се каже дека генезата и својствата на ранкерите во голем степен зависи од супстратот. Всушност, ранкерите се прв стадиум по литосолите, поради што се означуваат и како литогени црници. Образувањето на овие почви се карактеризира со силна акумулација на хумус и бавно разложување на органските отпадоци (слаба минерализација), како и со силно изразено физичко и слабо хемиско распаѓање. Ако се споредат со варовничко-доломитските црници (се јавуваат на иста надморска височина), ќе се види дека за образување на ранкерите не е потребно толку долго време како за црниците.

Морфолошките својства на ранкерите варираат во широки граници. Така, на пример, длабочината на профилот во реголитичните и литичните ранкери е различен. Врз компактни карпи, во првата фаза на генеза, почвата е длабока само неколку cm, а во постарите развојни фази достигнува и над 60 cm. Ранкерите се ровки, растресити и добро аерирани почви. Органскиот хоризонт се јавува речиси редовно во ранкерите под шума. Тој изнесува неколку cm и се состои од неразложени отпадоци на шум-

ската простирка. Под густа тревна вегетација, исто така, може да се формира органски хоризонт. Длабочината на хоризонтот А варира од 10 до 50 cm и е со различна боја, најчесто темно-кафеава. Хоризонтот А е проткаен со густа мрежа на коренови системи од тревна или шумска вегетација. Поради силното физичко распаѓање во хоризонтот А се јавуваат скелетни честички со остри рабови, кои претставуваат фрагменти на матичната карпа. Количеството и димензиите на скелетот обично незначително се зголемува со длабочина. Просечно содржината на скелет изнесува околу 20 %. Во литичните ранкери А хоризонтот остро минува во компактната карпа, додека во реголитичните минува постепено во хоризонтот С, преку преоден АС хоризонт. Во споредба со хоризонтот А, преодниот АС хоризонт има посветла боја поради помалата содржина на хумус. На неговата боја силно влијание има и минералниот дел на почвата. Длабочината на преодниот АС хоризонт во ранкерите под пасишта изнесува околу 25 cm, а под шумска вегетација 10 cm. Во ранкерите доминираат песочливи фракции. Содржината на глина е мошне ниска, при што, во хоризонтот А во просек изнесува 6,8 %. Помалку ја има во ранкерите на поголемите надморски височини и на пострмните наклони. Ранкерите, слично на варовничко-доломитските црници се планински почви, богати со хумус, поради што и го добиле името *хумусно-силикајни* почви. Во хоризонтот А содржината на хумус варира во многу широки граници од 2 до 28 % (просечно 8,5 %).

Ранкерите се јавуваат на сите надморски височини, од 300 m па се до највисокиот врв Кораб (2.748 m), но најмногу ги има над денешната горна граница на шумскиот појас. Според пресметките на Филиповски (1996) покриваат околу 2.200

km². Се јавуваат на сите планини, но со различни површини, во зависност од присуството на силикатниот супстрат. Најмногу ги има на Осоговските Планини, Плачковица, Малешевските Планини, Беласица, Ниџе, Пелистер, Китка, Шар Планина, делови на Стогово, Кораб итн. Ранкерите имаат големо значење бидејќи покриваат значителни планински површини (високопланински пасишта). Мал дел се под ливади и ниви, а мал дел и под шуми. Продуктивната способност на ранкерите варира во широки граници. Главно зависи од длабочината на профилот, од климатските услови, потоа од опасноста од ерозија итн. Плитките ранкери, кои истовремено се и богати со скелет имаат ниска продуктивна способност.

Рендзини

Главна карактеристика на *рендзините* е тоа што имаат тип на профил А -АС - С, т.е. преку преодниот АС хоризонт минуваат во растреситиот силикатно - карбонатен супстрат богат со CaCO₃ (најчесто над 20 %). Рендзините и варовничко-доломитските црници во литературата долго време се третирали како еден почвен тип, иако нивните меѓусебни разлики се значителни. Така, на пример, црниците се образуват врз компактни и чисти варовници, и тоа не од целата карпеста маса, туку само од силикатниот резидиум. Тие се поплатки од рендзините и се бескарбонатни во сите фази на нивниот еволутивен развој. Бидејќи за рендзините, како хумусно - карбонатни почви, супстратот има доминантно значење се вбројуваат во групата на литогени почви.



сл. 291, Ранкери врз силикатен супстрат прекриени со тревна вегетација и под шумска покривка

Рендзините се образуваат врз силикатно-карбонатен растресит материјал (реголит). Овој супстрат содржи глина, хранливи материи и се одликува со водозадржливост и растреситост. Во него лесно се населуваат со својот коренов систем вишите растенија, со што веднаш започнуваат и педогенетските процеси (во првиот стадиум се создаваат сироземи). Со вакви својства се одликуваат флишоидните седименти, варовниците богати со кварцни и силикатни компоненти, потоа карбонатните песочници, конгломерати, песокливи глини и др. Глината во ваквите седименти е застапена најмногу до 30 %, додека CaCO_3 го има над 20 %. Значи, рендзините се добиваат со натамошната еволуција на силикатно-карбонатните сироземи, при што, се зголеми плодноста на почвата, односно доаѓа до формирање на хумусно - акумулативен хоризонт.

Морфолошките својства на рендзините, кои се одликуваат со А - АС - С профил, зависат од својствата на супстратот, потоа од степенот на нивната сволуција и антропогенизација, како и од тоа дали се јавуваат во котлините или на планините. Длабочината на хоризонтот А кај рендзините во котлините најчесто изнесува од 20 до 40 cm. Поради ваквите карактеристики, при длабока обработка (од 30 - 35 cm) може да биде зафатен и дел од хоризонтот АС. Тоа се и причините за шареноликата обоеност на обработените рендзини. Во основа бојата на хоризонтот А најчесто е црна, но и темнокафеава до светлокафеава. Структурата на хоризонтот А е растресита (зрнеста или грашковидна). Некои рендзини содржат и покрупни скелетни фрагменти. Во рендзините врз бречи или моренски наслаги хоризонтот А може да содржи и над 50 % скелет. Хоризонтот А минува во С преку преоден АС хоризонт. Овој, преоден хоризонт, има посветла боја од хоризонтот А (жолтокафеава, сивокафеава), но по механичкиот состав не се разликува од него. Хоризонтот АС постепено минува во хоризонтот С кој е мошне хетероген, како резултат на својства што ги наследил од седиментот од кој е составен. Рендзините врз лапоровити варовници имаат поостра граница помеѓу хоризонтите АС и С, додека кај рендзините врз доломитен грус се забележува контраст помеѓу темно обоената маса на хоризонтот А и белиот хоризонт С.

Според содржината на хумус рендзините во котлините силно се разликуваат од оние на планините. Во котлините просечното количество на хумус во хоризонтот А изнесува 2,63 % (релативно ниска вредност), додека на планините е во просек 11,3 %. Ваквите разлики се резултат на тоа што на планините рендзините се главно под природна вегетација, која дава пого-

лемо производство на отпадоци, а се јавуваат и во услови на многу поладна клима (послаба минерализација). Најголемите површини под рендзини се јавуваат во Вардарската Зона. Тоа не е само поради доминацијата на супстратот од кој се образуваат, туку и резултат на релјефните карактеристики и посувата клима. Рендзините се јавуваат во терциерните басени, т.е. на брановидните ритчести терени со езерски тераси, до 600 m надморска височина, ретко до 800 m. Се јавуваат во Кумановската, Велешката, Скопската, Тиквешката, Овчеполската, Штипската и Кочанската Котлина. Сосема малку се сретнуваат и надвор од Вардарската Зона (Пијанец, во источните делови на Република Македонија), како и во долината на реката Радика, каде се образуваат специфични „гипсни рендзини“. Рендзините во нееродирана форма ги покриваат терените со помал пад. На ридовите кои имаат поголеми стрмнини рендзините се еродираат. На површината останува хоризонтот АС или С, со што започнува нов педогенетски процес - образување сироземи.

Черноземи

Черноземийте кај нас се јавуваат во средишните делови на Вардарската Зона, т.е. во нашите најсушни котлини: Тиквеш и Овче Поле, а помалку во Штип и Велес. Нивното постоење на територијата на Македонија за прв пат е регистрирано од *Сџебуџи* (1926). Бидејќи е невозможно прецизно да се разграничат од смолниците и рендзините, може да се каже дека черноземите во Република Македонија зафаќаат приближно околу 330 km².

Познато е дека черноземите своите најтипични својства ги добиваат при определена консталација на специфични фактори, како што се: континенталната (степска) клима, тревната (степска) вегетација и присуство на растресит карбонатен и иловест супстрат (главно лес). Черноземите кај нас, поради аридните услови на просторите каде се јавуваат, како и поради богатството на супстратот со CaCO_3 се доста стабилен тип, односно преовладуваат карбонатни черноземи кои тешко и бавно еволуираат.

Черноземите во Република Македонија се разликуваат од руските и оние во Панонскиот Басен по тоа што се поплатки и имаат помалку изразена темна (црна) боја и се со послаба зрнеста структура. Нивниот профил е од типот А - АС - С. Длабочината на почвата (А + АС) најчест-



сл. 292, Черноземи во централниот дел на Република Македонија

то изнесува од 60 до 75 cm, а може да достигне и до 100 cm. Длабочината на хоризонтот А најчесто изнесува 45 - 60 cm (најмногу до 80 cm), додека хоризонтот АС главно е со моќност од 10 до 20 cm. Хоризонтот А најчесто има темнокафеава до црна боја (особено во влажна состојба). Растресит е, со не толку изразена зрнеста структура и најчесто е карбонатен од самата површина. Хоризонтот АС фаунистички е силно обработен, поради што во него се сменуваат посветли и потемни дамки. Во хоризонтот АС, уште повеќе во хоризонтот С се губи зрнестата структура и се намалува содржината на хумус. Хоризонтот С се состои од претходно опишаните седименти.

Механичкиот состав на черноземите во Република Македонија зависи најмногу од механичкиот состав на супстратот, од еволуцијата на почвата и од релјефните карактеристики. Во нашите черноземи има нешто повеќе скелет отколку во черноземите врз лес, бидејќи дел од супстратите се водни, а не еолски наноси. Нивните хемиски својства, исто така, зависат од супстратот, т.е. од неговиот механички и минеролошки состав и особено од содржината на CaCO_3 . Ваквите својства многу зависат и од интензитетот на педогенетските процеси (аккумуляција на органска материја), како и од влијанието на човекот. Во горниот дел на хоризонтот А просечната содржината на хумус изнесува 2,48 %, а со длабочина постепено опаѓа. Количеството на хумус кај нашите черноземи е значително пониско отколку во централната зона на рускиот чернозем. Релативно малото количество хумус се јавува по-

ради долготрајната обработка на черноземите. Кај нас, исто така, не се задржале черноземи под природна вегетација, во кои може да има до два пати повеќе хумус.

Познато е дека черноземите се едни од најплодните почвени типови во природата. Од нив поплодни кај нас се само некои хидроморфни почви (алувијалните, ливадските и мелиорирани тресетни почви). Черноземите претставуваат поволна физичка и хемиска средина за културните растенија. Имаат длабок физиолошки активен профил во кој може да бидат вклучени трите хоризонти (А, АС, С). Тие се доволно растресити и дозволуваат развиток на длабок коренов систем. Черноземите се со добри физички својства, т.е. имаат поволен воден, воздушен и тоplotен режим. Бидејќи се сретнуваат на релативно зарамнети простори, како и поради добрата пропустливост, ја примаат водата од врнежите и акумулираат во дадените сушни услови најмногу физиолошки корисна вода во споредба со другите почви на истите простори. Кај нас сите поволни својства на черноземите доаѓале до силен израз додека биле под природна вегетација. Меѓутоа, со нивното многувековно користење човекот им ги влошил својствата. Тие страдаат од суша, како резултат на аридността на климатските услови во кои се среќнуваат. Ако не се наводнуваат, сушата е главна причина за колебајќите приноси од година во година. Черноземите се одликуваат како одлични „пченични почви“, а се погодни и за други култури (јачмен). На нив со успех може да се одгледуваат

и полједелски култури, како: пченка, сончоглед, шеќерна и добиточна репка, афионот и др. Широкиот избор и успешното одгледување на разните култури го овозможува наводнувањето. Во последните години со успех се прошируваат и површините под градинарски култури, а на нив се подигнуваат и лозови и овошни насади.

Смолници

Смолниците се едни од најраспространетите почви кај нас. Нивното проучување е започнато пред Втората Светска војна, при што, за повеќе котлини се опишани нивните морфолошки и генетски својства. Смолниците главно се дефинираат како почви образувани врз глинести седименти со повеќе од 30 % глина што има својство на бабрење. Во Светот се именуваат со близу 40 различни имиња. Меѓу пораспространетите се: црна земја, регур, црна памучна почва, црна збиена почва, смолница, темна глинеста почва, вертисол и др. За разлика од черноземите, смолниците не се зонални почви, т.е. климатско - вегетационите услови не играат доминантна улога во нивното образување. Се јавуваат интразонално, на специфични релјефни услови и врз специфичен супстрат, поради што се означуваат како литогени или литогено-топогени почви. Смолниците се образнуваат под влијание на определена констелација на педогенетските фактори, и тоа: релативно рамен релјеф, супстрат богат со глина во кој доминираат секундарни минерали што бабрат и климатски ус-

лови со ариден период во текот на годината, т.е. со контрастни услови на влажнење (смена на врнежлива со аридна фаза). Подземните води во смолниците се длабоки и немаат значење за педогенезата, иако во влажниот дел на годината се заситени со вода. По исклучок, на мали површини во Овче Поле, се јавуваат плитки и засолени подземни води кои предизвикуваат салинизација на овие почви.

Најважен процес во смолниците, по кои силно се разликуваат од останатите почви е *дедошурбацијата*. Оттаму доаѓа и нивното име вертисоли (verto - превртува). Педотурбацијата се јавува поради две причини; како резултат на големото количество глина што бабри и поради контрастноста во влажнењето и сушењето на почвата. Со настапување на пролетта започнува сушење на почвата. Со тоа нејзината маса најнапред без напукнување се спушта надолу. Со натамошното сушење почвата ја губи својата пластичност и почнува да пука. На самата површина, каде сушењето е најбрзо, почвената маса може да добие зрнеста структура во еден слој од неколку cm. На помало или поголемо растојание се формираат широки и длабоки пукнатини во кои, во сувата сезона, тоне ситната маса од површинската зрнеста структура. Таа го полни дното на пукнатините до одредена височина, обично до преминот на А хоризонтот во С хоризонтот. Со тоа хоризонтот А клинесто се продлабочува. Со настапување на врнежливиот период дождовната вода навлегува во пукнатините и ги влажни оддолу нагоре. Значи, додека во летото почвената маса тоне, во влажниот период таа се качува нагоре. Со ваквиот процес на педотурбација се отежнува или спречува хоризонтацијата на

таб. 29, Просечен механички состав и просечна хигроскопска влага на смолниците во Република Македонија во хоризонтот А, според Филиповски (1996)

	1	2	3	4	5	6	7	8
A	2	5,68	14,14	34,41	14,15	37,30	51,45	5,76
B	37	2,79	6,96	30,64	23,93	38,47	62,40	5,34
C	9	3,18	10,13	33,29	19,15	37,43	56,58	3,98
D	23	3,37	11,60	26,11	21,55	40,74	62,29	6,03
E	85	4,11	8,15	30,20	21,08	40,57	61,65	5,45
F	13	5,97	15,69	31,10	17,53	35,68	53,21	3,61
G	169	3,83	9,12	30,03	21,28	39,57	60,85	5,29

1. Вкупно профили, 2. Скелет, 3. Крупен песок, 4. Ситен песок, 5. Прав, 6. Глина, 7. Прав и глина, 8. Хигроскопска влага (%). А. Карбонатни смолници врз базични карпи, В. Карбонатни смолници врз глиновити седименти, С. Карбонатни некласирани, D. Бескарбонатни врз базични карпи, Е. Бескарбонатни врз глиновити седименти, F. Бескарбонатни некласирани, G. Вкупно.

смолниците, т.е. нивното диференцирање во хоризонти. Оневозможено е појава на други хоризонти освен А и АС. Ваквото нешто влијае и врз разредување на хумусниот хоризонт, кој се продлабочува, но е со релативно мало количество хумус. Исто така, се создава нерамна граница помеѓу хоризонтите А и С. Таа е брановидна („цик-цак“), како резултат на издигнувањето на почвата оддолу нагоре и спуштањето на хумусниот хоризонт во вид на клинови и јазици.

Морфолошките својства на смолниците зависат од карактерот на супстратот и од педогенетските процеси, во прв ред од педотурбацијата поради што многу се разликуваат од сите други почви. Најчесто во смолниците се сретнуваат хоризонтите А, АС и С, при што, ретки се профилите без преодниот АС хоризонт. Длабочината на почвата (хоризонтите А + АС) варира во широки граници, од 61 cm до 140 cm, или во просек изнесува 87 cm. Длабочината на хоризонтот А на проучуваните профили во Република Македонија просечно изнесува 63,8 cm (Филиповски 1996). Хоризонтот А во сува состојба има смолесто црна боја. Поради тоа во многуте имиња на смолниците фигурираат придавките „црна“ и „темна“. Хоризонтот А е богат со глина и е без знаци на текстурна диференцијација. Содржината на скелет во него е мала, односно може да содржи фрагменти на заоблени (чакалести) кварцни честички, како и парчиња од базични карпи. Преодот кон хоризонтот АС е брановиден, или е во форма на „цик - цак“ линија. Со тоа црната хумусна маса на хоризонтот А навлегува во хоризонтот АС во вид на клинови и јазици. Поради помалата содржина на хумус бојата на хоризонтот АС е посветла и зависи од карактерот на супстратот. Таа е сива, жолтеникава, зеленикава, а може да има и кафеава нијанса. Ако смолниците се формирани врз глинести седименти, хоризонтот С по својот ме-

ханички состав не се разликува од хоризонтите А и АС. Хоризонтот С најчесто има сивозеленикава, жолтеникава до сивокафеава боја. Најчесто се состои од терциерни глинести седименти, од кори на распаднати базични карпи, како и од пирокластични седименти (туфови, бречи и сл).

Смолниците во Република Македонија најмногу се јавуваат врз терциерни глинести седименти (Скопска, Кумановска, Велешка, Тиквешка Котлина, Овче Поле, Штип). Во источните делови на Република Македонија се јавуваат во Кривопаланечката, Делчевската и Беровската Котлина. Во Пелагонискиот Масив се јавуваат во Пелагониската Котлина, додека во Западно-македонската Зона ги има на сосема мали површини, и тоа врз ултрабазични карпи (Полог, Охридска Котлина). Смолниците врз базичните и ултрабазични карпи најмногу се јавуваат во Кратовско-злетовската вулканска област (Пробиштип Кратово, Злетово и Кочани), потоа во Мариово и на Кожуф. Најголем дел од површините под смолници се наоѓаат до 500 m надморска височина, додека на повисоки позиции се јавуваат во Пелагонија (околу 600 m), а највисоко во Беровската Котлина (од 800 до 900 m). Просечната вредност на хумус во површинскиот кат на хоризонтот А за 149 профили на смолници во Република Македонија изнесува 3,32 % (Филиповски 1996). Ова количество е поголемо отколку во некои други почви што се јавуваат заедно со смолниците (черноземи 2,48 %, рендзини 2,63 %).

За наши услови смолниците претставуваат плодни почви. Во котлините, каде се распространети од нив поплодни се алувијалните и ливадските почви и черноземите. Релативно високата плодност може да се објасни со присуството на длабок и хомоген хумусен хоризонт и длабок профил, како и со нешто поголемо количество на хумус во споредба со некои соседни





сл. 293, Смолници врз терциерни езерски седименти во источниот дел на Овче Поле

почви (рендзини, черноземи, циметни шумски почви). Во смолниците се јавуваат и негативни својства и процеси кои претставуваат лимитирачки фактор за нивната плодност. Тоа се неповолните физички својства (лош воден и воздушен режим), појава на суша во летните месеци и заситеност со вода во влажниот дел на годината. Во нашите посуви котлини смолниците во летните месеци често страдаат од суша, иако штетите не се поголеми отколку кај соседните почви. Смолниците некогаш биле под ксерофилни дабови шуми од кои денес има сосема ретки остатоци. Во споредба со денес до крајот на Втората Светска војна значително поголем дел од смолниците биле под ридски пасишта. Смолниците под природна вегетација содржат повеќе хумус и имаат подобри физички својства. Најголем дел

од површините под смолници денес се под нивски култури. Во услови без наводнување, во регионите со доволно врнежи смолниците најчесто се користат за одгледување на пченка. Меѓутоа, во најсувите региони без наводнување пченката не се одгледува. Покрај пченката на помали површини има и други житни култури (јачмен, овес). Смолниците често се означуваат како „пченични почви“, бидејќи пченицата добро успева користејќи ги во пролет резервите од зимската влага. Денес, со висока агротехника се добиваат релативно квалитетни приноси од високородни сорти пченица. При услови на наводнување може да се одгледуваат редица интензивни нивски култури, кои без наводнувањето не би опстанале.

КЛАСА НА ПОЧВИ СО А - (В) - С ПРОФИЛ

Главен дијагностички знак на почвите со А - (В) - С профил е постоењето на хоризонтот (В). Тој се разликува од хоризонтот над и под него, и тоа: по својата боја, по уништената примарна структура на карпата, а често и по зголемената содржина на глина образуванa на самото место. Во оваа класа спаѓаат четири почвени типа: циметпи шумски почви, црвенца, кафеави почви врз варовици и доломити и кафеави шумски почви. Кај нас најдобро се проучени циметните и кафеавите шумски почви.

Циметни шумски почви

Циметните шумски почви имаат збогатен со глина хоризонт (В), кој лежи меѓу хоризонтите А и С. Се јавуваат во региони каде се чувствува влијанието на медитеранската клима, најчесто до 500 m надморска височина, а поретко и повисоко. Климатско-вегетациските фактори иако се доминантни (климазонални почви), релјефот и супстратот, исто така, се од големо значење за генезата и еволуцијата на овие почви. Циметните шумски почви најмногу се јавуваат во делови на котлините каде доминира брановидно - ритчест (флувиоденудациски) релјеф и езерски тераси. Ваквиот „погоден“ релјеф овозможува добра дренажност и суви и топли услови за нивната генеза. Матичниот супстрат врз кој се образуваат циметните почви е мошне разновиден и истиот придонесува за диференцијација на повеќе нивни поттипови. Сепак, климата и вегетацијата се од најголемо значење за генезата на циметните шумски почви, кои се сметаат за зонални. Тоа се почви на аридните и семиаридни (субмедитеранска клима), но ги има и во нивните периферни делови.

Во субмедитеранските предели на Република Македонија циметните шумски почви повеќе се застанени во Овчеполската, Велешката, Тиквешката, Мариовската, Кочанската и некои други котлини, отколку во подрачјата каде медитеранските влијанија се најсилни (Дојранска, Гевгелиско-Валандовската и делови на Струмичката Котлина). Ваквото нешто е резултат на тоа што во последно наведените котлини доминираат млади алувијални и делувилјални наноси. Шумската вегетација врз циметните почви денес е зачувана на мали површини, или пак, со регресивна сукцесија е претворена во псевдомакија. Во котлините најголем дел од овие почви се обработуваат, а мал дел се и под ритски пасишта (ксерофилна тревна вегетација), останати по уништување на шумите. За изразито термофил-

ната и ксерофилна заедница на дабот прнар и белиот габер (*Coccifero - Carpinetum orientalis* Oberd) доминантен е процесот на формирање на циметни шумски почви. Меѓутоа, ваквите, природно неизменети циметни почви ретко се забележуват, додека оние под пасишта и особено оние под културна вегетација силно се антропогенизирани.

Оглинувањето се смета за особено значајна појава во процесот на образувањето на циметните шумски почви. Тоа најсилно се манифестира во хоризонтот (В), кој секогаш има повеќе глина од хоризонтите А и С. Морфологијата на овие почви е под силно влијание на вегетацијата. Хоризонтот А се разликува во зависност од тоа дали е под шумска или под тревна вегетација и особено се разликува ако е обработен. Од големо значење за морфолошките својства е и тоа дали почвата е образуванa врз компактни карпи или врз растресити седименти. Длабочината на хоризонтите А и (В) варира во широки граници, најчесто помеѓу 50 и 100 cm, при што, почвите врз компактни карпи се поплитки. На површините под шумска вегетација ретко се формира простирка (Ао). Хумусно-акумулативниот хоризонт А, ако не е еродиран, или пак, длабоко обработен, односно помешан со дел од хоризонтот (В) редовно е присутен. Појавата на катови во хоризонтот А е ретка, додека во хоризонтот (В), кој е јасно оформен, ако е подлабок може да се подели на катови со различен интензитет на оглинување и со разлики во нијансите на бои. Моќноста на хоризонтот А најчесто изнесува од 20 до 40 cm. Хоризонтот (В), кој е најкарактеристичен за овие почви, од хоризонтот А се разликува по својата моќност, според бојата, структурно, по механичкиот состав и физичко - хемиските својства. Неговата моќност, глиновитоста и истакнатоста на црваната нијанса се поголеми во колку почвата еволутивно е постара. Овој хоризонт по боја е циметно - црвен, црвено - кафеав, а може да биде и црвен. Во сува состојба е испукан, збиен, тврд и тешко се копа, доде-

ка во влажна состојба е пластичен и леплив, што зависи од количеството на глина.

Циметните почви кај нас се одликуваат со средна плодност. Во котлините, каде се распространети, со повисока плодност од нив се почвите на речните долини, особено алувијалните и ливадските почви. Меѓутоа, за лозарството и некои овошни култури тоа се првокласни почви, за што придонесуваат и климатските услови. Почвите врз компактни карпи имаат поплиток физиолошки активен профил, додека со повисока плодност се оние создадени врз седименти. Кај нив во физиолошки активниот профил е вклучен и хоризонтот С. Тоа е особено важно за виновата лоза и овошните култури, бидејќи се со длабоки корења. Циметните почви главно се распространети на простори со силна ерозија. Со неа хоризонтот А станува потенок, или пак, е сосема еродиран. Бидејќи долго време се под културни растенија, човекот предизвикал редица негативни промени. Дел од ваквите почви се потполно антропогенизирани.

Црвеница (terra rossa)

По Втората Светска војна под поимот црвеница (terra rossa) кај нас се вклучени не само terra rossa врз чисти и компактни карбонати,

туку и црвените почви врз разни други супстрати. Постоењето на црвеници врз компактни и чисти варовници на територијата на Македонија за прв пат се спомнува во трудот „Македонија како природно и стопанско цяло“ (***)1945). Црвеницата е почва на медитеранските и субмедитерански области, која се формира врз компактни и карстифицирани карбонатни карпи (мермери, варовници и доломити), при што, педолошкиот супстрат е бескарбонатен. Во меѓународната литература се познати како „terra rossa“, италијански црвена земја, што е нивно народно име. Кај нас се познати под истото народно име *црвеница*. Црвениците ретко формираат континуирана покривка. Најчесто се јавуваат како дамки на позарамнетите делови на релјефот, или на дната во вртачите, увалите и карстните полиња.

Според одредени автори црвениците се литогени почви, бидејќи се образуваат само врз чисти и компактни варовници и доломити, а според други тоа се зонални почви, бидејќи се јавуваат само во медитеранската и модифицираната медитеранска клима. Веројатно најблиску до вистината се оние што ги сметаат за литогено-климатогени почви. Покрај тоа што се образуваат врз карбонати, климата придонесува за нивното одржување и еволуирање. Кај нас ваквите почви најмногу ги има во најниските делови на карстните планини, најчесто до 600 m височина, и тоа на потоплите експозиции (јуж-

таб. 30, Механички состав на црвениците, според Филијовски (1997)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Галичица	Л1(0-15)	6,54	2,79	34,11	30,00	33,10	63,10	4,04
	(В)(30-40)	8,64	0,66	26,84	41,20	31,30	72,50	4,26
Плетвар	Л(0-13)	1,51	11,88	25,47	28,03	34,62	62,65	4,20
	В(15-35)	2,79	9,57	18,42	18,52	53,49	72,01	5,28
Галичица	Л(1-22)	10,97	9,23	22,07	26,60	42,10	68,70	4,20
	(В)(22-63)	1,23	4,04	14,56	12,00	69,40	81,40	5,28
Кичево	Л(4-27)	0,00	1,76	22,24	33,89	42,11	76,00	7,96
	В 1(30-50)	0,00	1,25	21,20	27,24	50,31	77,55	8,96
	В2(52-72)	0,00	0,23	22,67	23,00	54,10	77,10	8,82
Дојран	Л(0-20)	2,90	5,70	35,60	35,50	23,20	58,70	5,44
	В(20-57)	6,20	7,20	31,10	33,10	28,00	61,10	7,18

1. Хоризонти и длабочина во cm, 2. Скелет (> 2 mm), фракции на ситноземот во % 3. Крупен песок (0,2 - 2,0 mm), 4. Ситен песок (0,02 - 0,2 mm), 5. Прав (0,002 - 0,02 mm), 6. Глина (< 0,002 mm), 7. Прав + глина (< 0,02 mm), 8. Хигроскопска влага (%). Галичица (типична црвеница), Плетвар (типична црвеница), Галичица (средно длабока црвеница), Кичево (длабока црвеница), Дојран (браунизирана црвеница)

на, западна или југозападна). Се сретнуваат на Галичица, Сува Гора, Жеден, во Демир Капија и на други места. Надморската височина, која создава условн за вертикална климатско - вегетационска зоналност, придонесува, со зголемување на височината црвениците да еволуираат во други почвени типови. Карстниот релјеф ја условува појавата на ерозија на црвениците (нивна транслокација), како и појава на посебен тип на длабинска ерозија.

Посебно е важно е да се напомене дека црвениците се образуваат од нерастворливиот остаток (резидиум), што го ослободуваат карбонатните карпи во процесот на нивното раставање. Во варовниците, од кои се образуваат црвениците, тој остаток е мошне мал (најчесто под 0,4 %). Во однос на климатските услови, нашите црвениците се образуваат во субмедитеранската и континентално - субмедитеранската зона, додека поретко екстразонално (Филиповски, Ризовски, Ристевски 1996). Треба да се напомене дека тоа се шумски почви, односно примарно биле под шумска растителност. Во изразито медитеранските области на нив главно е присутна зимзелената дабова вегетација (*Quercetum illicis*) и приморскиот бор. Кај нас, во услови на изменета медитеранска клима, црвеницата најмногу се јавува под заедниците на дабот прнар (*Coccifero-Carpinetum orientalis*) и дабот благун и белиот габер (*Quercu-Carpinetum orientalis*). По уништувањето на ваквите шуми во почвата се засилува црвената боја (се зголемува сувата и топла педоклима и се минерализира хумусот).

Генезата на црвеницата во Светот е многу проучувана, иако постојат различни мислења за тоа. За нејзината генеза особено е значаен процесот на создавање на хематит, кој е со изразито црвена боја. За одвивање на овој процес потребно е ослободениот Fe_2O_3 од резидиумот (во влажниот период на годината), кој бил сврзан со глината да остане слободен. Со настапување на жешкото и суво лето (или во топлите и суви педоклиматски услови) хематитот брзо дехидрира и кристализира и низ една преодна форма со кафеаво-црвена боја станува црвено обоен, што е и најважна карактеристика на црвениците. Морфологијата на црвениците зависи од повеќе фактори, како што се: начинот на генеза, обраснатоста со вегетација, влијанието на човекот, интензитетот на ерозивните процеси и слично. Во природата е многу тешко да се најде типичен профил на автохтона црвеница, која воопшто не е еродирана, преместена или препокриена.

Црвениците кај нас се средно длабоки, од 30 до 70 cm. Длабочината им варира во широки

границы, во зависност од еродираноста и интензитетот на карстификацијата на подлогата. Црвената маса на ваквите почви директно минува (остар премин) во цврстата карбонатна подлога, а може да навлезе и длабоко во карстните пукнатини. Механичкиот состав на црвениците варира во определени граници кои не се толку широки како кај циметните шумски почви. Причината за ваквото нешто е што тие се образуваат врз иста геолошка подлога. Тенденцијата на зголемување на содржината на скелет е поголема во колку почвата е поплатка. Скелетот главно е од нанесени, ситни фрагменти на варовник, кои силно се разликуваат од некарбонатната маса на почвата. Физичката глина (глина + прав) доминира со над 2/3 во хоризонтот А. Крупен песок има мошне малку (просечно 5,5 %), додека ситниот песок (просечно 27 %) и правот (30 %) значително повеќе се застапени.

Содржината на хумус во хоризонтот А е релативно висока и варира во широки граници, од 2,5 до 11 % (просечно 5,5 %). Неговото количество расте со зголемување на надморската височина и со подобрата обраснатост со вегетација, додека опаѓа во обработените црвеници. Карактеристично е што хумусот постепено опаѓа во хоризонтот В, каде е во просек 3,62 %. Ваквото нешто се објаснува со осветленоста на шумите како и високото учество на тревната вегетација во создавање на хумус.

Мал дел од црвениците, и тоа на мали петна (вртаци, ували, мали карстни полиња) се обработуваат. Производните својства и начинот на користењето на овие почви зависат од длабочината на профилот, степенот на нивната еродираност, како и од физичките и хемиските својства. Длабочината на профилот е од првостепено значење, т.е. плитките (фрагментирани) црвеници не можат да се обработуваат, а често се богати и со скелет. Најчесто се под макии или „суви“ карстни пасишта, кои даваат квалитетна трева кога се зелени, но со настапување на летото брзо се исушуваат.

Црвениците (*terra rossa*) иако зафаќаат мошне мали површини, тоа се единствените почви во ниските делови на карстните планини што може да се користат во земјоделството. Бидејќи се наоѓаат во зоната на влијание на медитеранската клима, која е со доволно топлина и светлина, црвениците овозможуваат мошне разнообразно користење. Тоа се одлични лозарски и тутунски почви, а длабоките црверници се добри и за одгледување на повеќе овошни култури (кајсии, праски, бадеми, лешници, костени, ореви).

Кафеави почви врз варовници и доломити

Кафеавиите почви врз варовници и доломити се познати и како кафеави планински почви врз варовници, плитки кафеави почви врз варовници или кафеави медитерански почви. Се јавуваат само врз тврди и чисти варовници и доломити на речиси сите карстни планини, најчесто помеѓу 600 и 1.600 m надморска височина. Најмногу ги има во климатско - вегетацискиот појас под дабова и букова вегетација. Надвор од оваа зона се јавуваат мошне ретко (чиста или преодна форма кон црвеницата и црниците). Во најнискиот дел од зоната се јавуваат во комплекс со црвениците, а во највисокиот со црниците (сл. 235). Во негативните релјефни форми настанати со карстификација се јавуваат како алохтони почви. На ваквите простори (вртаци, ували, карстни полиња) се таложи почвен материјал донесен од поиздигнатите терени. Автохтоните кафеави почви врз варовници и доломити својата типичност ја достигнуваат на релјефните површини со помал пад (послаба ерозија), каде длабочината им достигнува минимум 30 cm. Под овие почви,

како и кај црвениците, карбонатната подлога се одликува со специфичен микрорелјеф, со што и нивната длабочина се менува на мали растојанија. Профилот им е целосно зачуван само под погуста шума, додека со нејзината деградација, т.е. со ерозија се губи хоризонтот А, а често и дел од хоризонтот В. Бидејќи се образуваат само врз определен супстрат (чисти и компактни варовници и доломити), би можело да се третираат и како литогени почви, иако и климатско-вегетациските услови оставаат печат врз нивната генеза и еволуција. Бидејќи се образуваат од нерастворливиот остаток на варовникот, чие ослободување од карпестата маса е бавно и трае мошне долго, овие почви се стари и имаат реликтен карактер.

За генезата и својствата на кафеавите почви врз варовници и доломити од големо значење е карстната хидрографија. Поради водопропустливоста на почвата, како и на карбонатната маса, низ која водата слободно понира, во овие почви педоклиматските услови се поекстремни отколку кај почвите под силикатна подлога на истата надморска височина. Климата, заедно со вегетацијата, е од значење за интензитетот на одредени процеси во генезата и еволуција-



сл. 294, Кафеави почви врз варовници и доломити во источните делови на Сува Гора

та на овие почви (хумизација, минерализација и др). Општо земено, во споредба со црвениците, за образување на кафеавите почви врз варовници и доломитите се потребни нешто поладни и повлажни климатски услови, особено поладно и повлажно лето. Во вакви услови и процесот на растварање на варовникот тече поинтензивно. Во минатот биле под добро развисни шуми и ги добивале своите типични својства. Денес само дел од површините на овие почви, особено во буковиот регион се под вакви шуми, додека поголемиот дел се под деградирана до различен степен шумска растителност. Во дабовиот регион, поради посушните и потопли услови производството на биомаса е помало, а минерализацијата посилна, односно почвата има помалку хумус. Сите отпадоци се разложуваат до следната година (нема шумска простирка). Во буковиот, повлажен регион, производството на биомаса е поинтензивно, минерализацијата е послаба (пониска температура) и е можна појава на мошне тенок органски хоризонт на шумска простирка, разложена до различен степен. Во нив овде има и повеќе хумус, кој е зрел. На мали површини се јавуваат и под иглолисни шуми. Овде е засилено производството на биомаса, силно е ослабена минерализацијата, со што добар дел од отпадците не се разложуваат до крај.

Генезата на овие почви не е до крај изучена. Постојат спорни прашања, а особено не е доволно разјаснета генезата на хоризонтот (B). Како претходни стадиуми во образувањето на овие почви се сметаат варовничко - доломитските црници и црвеницата. Најчесто се образуваат од

варовничко - доломитските црници. Процесот на нивното образување се нарекува браунизација или оглинување. Треба да се истакне дека терминот „оглинување“, не значи создавање на глина со хемиско распаѓање, туку ослободување на глината од врската со органската материја. За одвивање на овој процес се потребни нешто потопли услови отколку во зоната на црниците. Поради тоа кафеавите почви и се јавуваат пониско, во буковиот и дабов регион. Кога почвената маса ќе достигне длабочина поголема од 30 - 35 cm, во нејзиниот долен дел влажноста е нешто поголема, температурата е поконстантна и микробиолошките процеси за минерализација на хумусот се поповолни (се намалува количеството на хумус). Во дабовиот регион, особено во неговиот понизок дел, кафеавите почви врз варовници и доломити се јавуваат на повлажните и поладни делови (главно на северни експозиции).

Кафеави шумски почви

Кафеавите шумски почви (камбисоли) за првпат се опишани во 1905 година под името Braunerde. Тоа се почви на умерената (умерено топла и умерено ладна) и влажна клима, која преовладува во планинските предели. Кафеавите шумски почви се мошне распространети на Земјата. Се проценува дека покриваат 7 % од сите почви (Driessen et. al. 1989). Многу се рас-

таб. 31, Механички состав на кафеавите почви врз варовници и доломити во Република Македонија, според Филиповски (1997)

	1	2	3	4	5	6	7
Мариново	A(0-8)	9,53	5,10	42,50	24,20	28,20	52,40
	(B)(8-40)	13,65	6,40	31,10	18,80	43,70	62,50
Јабланица	A(2-21)	3,76	6,40	21,80	14,80	57,00	71,80
	(B)(2-55)	0,85	2,40	13,30	19,10	65,20	84,30
Бистра	A(0-21)	6,70	15,87	28,70	21,00	34,50	55,50
	(BX21-61)	4,20	9,62	20,50	26,10	43,80	69,90
Галичица	A(2-12)	0,70	1,57	48,93	28,10	21,40	49,50
	(B)(12-47)	13,60	2,63	39,47	18,40	39,50	57,90

1. Хоризонт II длабочина во cm, 2. Скелет (> 2 mm), 3. Крупен песок (0,2 - 2,0 mm), 4. Ситен песок (0,02 - 0,2 mm), 5. Прав (0,002 - 0,02 mm), 6. Глина (< 0,002 mm), 7. Прав + глина (< 0,02 mm)

пространети во Европа, додека кај нас покриваат приближно 1/3 од планинските простори. Се јавуваат на широк висински појас (околу 1.000 m), почнувајќи од 800 - 900 m височина па се до горната граница на шумите. Поради широкиот дијапазон на распространетост се јавуваат во повеќе климатско-вегетациски зони. Ги има под горуновите (*Oto-Quercetum petraeae* Em), буковите (сл. 295), буково-иглолисните и иглолисните шуми. На својата долна граница се граничат со циметните шумски почви, додека на горната со подзолестите кафеави почви и ранкерите. Застапени се на повеќе планини: Осоговски, Плачковица, Огражден, Беласица, Скопска Црна Гора, Китка, Кожуф, Шар Планина, Стогово, Пелистер, Караорман и др. Најголемо значење имаат за шумарството, бидејќи токму на ваквите простори се експлоатира најголемиот дел дрвна маса.

Кафеавите шумски почви се климатонални, тесно поврзани со климатско-вегетациските услови. Останатите педогенетски фактори (релјеф, супстрат и др), исто така, имаат значење за нивната генеза, еволуција и својства. Се јавуваат на сите релјефни форми и на различни експозиции и наклони. Со зголемување на височина климат-

ските услови стануваат поладни и повлажни, што се одразува врз процесите во кафеавите шумски почви (се засилува физичкото и слабее хемиското распаѓање, се акумулира повеќе хумус и се менуваат неговите карактеристики). На терените со помали наклони, каде педогенезата преовладува над ерозијата, почвата се продлабочува. Спротивно на тоа, на пострмните терени, ако преовладува ерозијата почвата станува се поплитка и поскелетна. Хоризонтот А може да биде целосно еродиран и да започне негово повторно создавање од масата на хоризонтот (В).

Се образуваат врз некарбонатни компактни карпи, а сосема ретко и врз бескарбонатни седименти. За нивното образување од кисели силикати во прв ред се истакнуваат метаморфните карпи (гнајсеви, филити, микашисти и други шкрилци), додека од базичните најчести се магматските (габро, дијабази, базалти и др). Бидејќи кафеавите шумски почви се еволутивно млади, матичните карпи играат значајна улога во нивната генеза и еволуција, а матичниот супстрат служи и како еден од критериумите за нивна поделба во пониски таксономски единици.

Климата, исто така, е значаен фактор за генезата на кафеавите шумски почви. Нејзиното влијание се комбинира со другите педогенетски фактори, а особено со вегетацијата. Климатските услови во кои се распространети овие почви се карактеризираат како умерени и доволно влажни, со годишно количество на врнежи од 700 до 1.200 mm. Температурните прилики (средногодишни од 4°C до 9°C) предизвикуваат посилно физичко и релативно слабо хемиско распаѓање. Поради тоа се богати со скелет и содржат малку глина. Голем дел од ваквите почви, првенствено во дабовиот регион силно се изменети со долгото антропогено влијание, додека во буковиот регион 1/4 од шумите се претворени во пасишта. Со тоа многу се засилени ерозивните процеси.

Во процесот на образување на кафеавите шумски почви под влијание на опишаните педогенетски фактори доаѓа до промени во минералниот дел на почвата (хемиско распаѓање на примарните минерали), со што почвата добива кафеава (браун) боја. Со браунизацијата се оформува профилот на овие почви, со тип А - (В) - С. Морфологијата на профилот говори дека во хоризонтот А има акумулација на органска материја, додека во хоризонтот (В) има знаци на хемиско распаѓање, т.е. одделување на Fe_2O_3 и негово фиксирање (кафеава боја).

Кафеавите шумски почви се „умерено развиени“, т.е. промените во нив не се толку драгобоки како во некои други почвени типови. Бидејќи покриваат широк висински појас и се јаву-



сл. 295, Кафеава шумска почва на планината Бистра на височина од 1.350 m, фот. Меловски

ваат под различен супстрат и различна вегетација во нив се акумулира различно количество хумус. Количеството на хумус, како и длабочината на органскиот хоризонт растат со зголемување на надморската височина. Тоа е поизразено на северните, поладни и повлажни експозиции и на порамните терени, со поголема продукција на биомаса. Во услови на планинска клима, со пониски температури и повисоки деноноќни амплитуди, хемиското распаѓање е релативно слабо, а физичкото значително. Со физичкото распаѓање се дробат компактната карпеста маса и се добива песокливиот дел на почвата. Поради послабото хемиско распаѓање преовладуваат фрагменти на матичната карпа, како и поситни честички од примарните минерали. Во првата фаза од генезата на овие почви интензитетот на распаѓање е посилен во хоризонтот А. Во подоцнежната фаза содржината на глина што се создава со распаѓањето се изедначува во хоризонтите А и (В). Во хоризонтот (В) може да има и повеќе глина од хоризонтот А.

Како умерено развиени кафеавите шумски почви не се одликуваат со силно диференцирани хоризонти како некои почви од истата класа. Нивен основен дијагностички знак е хоризонтот (В). Од хоризонтите А и С се разликува по својата боја и структура, додека поради послабото оглинување разликите во содржината на глина се мали, или ги нема. Морфологијата на кафеавите шумски почви, вклучувајќи ја и нивната длабочина, зависи од повеќе фактори. Релјефот, од кого зависи ерозијата, исто така, влијае врз морфологијата на кафеавите шумски почви. Особено влијание има вегетацијата, која се комбинира со влијанието на климата. Со тоа морфолошките својства на овие почви се менуваат од една до друга климатско-вегетациска зона.

Од големо значење е дали ваквите почви се под шумска или тревна вегетација. Од вегетацијата најмногу зависи карактерот на хумусниот хоризонт и формата на хумусот. Длабочината на почвата до компактната карпеста маса широко варира. Врз компактни карпи по правило се поплитки, но за ова е важен и карактерот на карпата. Длабочината на профилот се зголемува со староста на почвата, како и на зарамнетите простори отколку на оние подложни на ерозија. Длабочината на хоризонтот А варира од 6 до 28 cm (просечно 17 cm), додека кај хоризонтот (В) просечно е околу 40 cm (Филиповски 1997). Кога се под шума имаат и шумска простирка со различна длабочина. Под дабова вегетација е од 2 до 3 cm, додека под букова и понатаму под иглолисна вегетација достигнува до 10 cm. Воедно, подлабока е во густите шуми и на северни-

те експозиции. Под неа е хумусниот хоризонт со различни форми на хумус. Овој хоризонт постепено минува во хоризонтот (В). Бојата на хоризонтот А варира во широки граници. Во прв ред зависи од содржината на хумус, но и од бојата на минералниот дел на почвата што се добива со распаѓање на супстратот (од особено значење е содржината на Fe_2O_3). Најчесто е со кафеава боја во различни нијанси; силно изразена кафеава, темно кафеава или светло кафеава. Хоризонтот А не е збиен, т.е. е растресит, а понекогаш и ровок. Тој е проткаен со жили и жилички од шумските, особено приземни растенија. Хоризонтот (В) секогаш е помокен од хоризонтот А. Од него се разликува по боја и структурно. Бидејќи содржи многу помалку хумус, неговата боја е посветла (сл. 295), но и посилено е под влијание на бојата на материјалите добиени со распаѓање на супстратот. Неговата боја најчесто е светлокафеава, со можни нијанси кон сива, жолта до црвеникава. Механичкиот состав на хоризонтот (В) не се разликува од хоризонтот А, само што содржи повеќе скелет. Содржи помалку корења, но затоа во него преовладуваат подебелите корења од дрвенестите растенија. Ако матичната карпа е растресита, хоризонт (В) обично минува во нејзе преку преоден (В) С хоризонт, кој најчесто е со моќност од 20-30 cm.

Врз физичките својства на кафеавите шумски почви големо влијание има механичкиот состав, т.е. малата содржина на глина (преовладува песоклив дел), како и значителната содржина на хумус. Кафеавите шумски почви се одликуваат со висока порозност. Во хоризонтот А порозноста изнесува 53 %, додека во хоризонтот (В) 46 %. Хоризонтот А содржи и повеќе хумус, кој варира од 1 до 29 % (просечно 6,6 %), што значи дека се богати со хумус. Во хоризонтот (В) содржината на хумус значително е пониска (2,75 %).

Кога се зборува за производните својства на овие почви, треба да се води сметка дали се работи за нивно користење во шумарството или во земјоделството. За шумските растенија нивните својства се мошне добри, додека за земјоделските култури се скромни. Само мал дел се под ливади и пасишта, а уште помал дел се обработуваат. Антропогениот фактор не само што е причина за ерозијата, туку и длабоко ги менува ако се обработуваат. Таквите почви за неколку години силно ја намалуваат својата плодност (бргу се минерализира голем дел од органската материја). На нив најчесто се одгледува компирот, кој дава добри и квалитетни приноси.

ХИДРОМОРФНИ ПОЧВИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

За разлика од автоморфните почви, кои се влажната само од атмосферските врнежи и немаат некое друго дополнително влажнење, хидроморфните почви се карактеризираат со повремено или трајно прекумерно влажнење. Тоа предизвикува редукциски процеси во дел од профилот или во целиот профил на хидроморфните почви.

За најкарактеристични хидроморфни почви на територијата на Македонија се сметаат: *неразвиените* хидроморфни почви, *флувиоілејните* и *шресейните* почви. Неразвиените хидроморфни почви, кои претставуваат рецентни (современи) речни и езерски наноси се претставени со *алувијалните* почви. Од флувиоглејните главно се застапени *ливадските*, додека од органогените *шресейни* почви со тресетен хоризонт подебел од 30 cm. Речиси сите хидроморфни почви, освен некои тресетни, се јавуваат на најниската (плавена) речна тераса. Ваквата тераса се нарекува лака.

Алувијални почви

Алувијалните почви се најпроучуваните почви во Македонија. Причината за тоа е нивната висока продуктивна способност и големото значење за земјоделското производство. Бројот на проучуваните профили на овие почви изнесува близу 900 (Филиповски 1999). Алувијалните почви претставуваат рецентни (современи) речни или езерски наноси. Поради младоста на ваквите наноси и преовладувањето на седиментацијата врз педогенезата, педогенетските процеси се мошне слабо изразени. Во некои класификации под алувијалните почви се опфатени и ливадските почви, со јасно изразен А хоризонт. Името на алувијалните почви доаѓа од латинскиот збор *alluvio* што значи нанос. Има мислења дека тоа не е најпогодно име бидејќи е земено од геологијата. Во последно време се употребуваат имиња кои потекнуваат од латинскиот збор *fluvius* (река) - флувиогена почва, *fluviosol* и сл.

Алувијалните почви главно се јавуваат во пошироките речни долини во крајречната зона (лака) и на крајезерските ниски тераси. Нивната вкупна површина во Македонија изнесува околу 1.300 km², што е 5,14 % од нејзината територијата, или 14,4 % од котлинските простори (Филиповски 1999). Најмногу ги има во Пелагониската Котлина, односно повеќе од половината од ваквите почви се јавува во четири котлини: Пелагониска, Полошка, Скопска и Струмичка. Нивните површини во овие котлини заедно со алувијални почви во Кумановската, Тиквешката, Преспанската и Струшката Котлина изнесуваат 3/4 од алувијалните почви во Република Македонија.

Генезата на алувијалните почви како неразвиени хидроморфни почви зависи, прет се, од морфолошко - хидрографските услови. Големо значење за нивните својства има и супстратот. Вегетацијата за генезата на алувијалните почви има помало значење отколку за другите хидроморфни почви. Алувијалните почви се изградуваат на зарамнет релјеф, во лаките и крајезер-



сл. 296, Шематски профил на алувијалните почви

ските тераси. Сепак овде релјефот не е сосема рамен, поради честото присуство на хетероген микрорелјеф. Ваквите терени покажуваат мошне мал пад во насока на течењето на реката, како и при страничното оддалечување од речното корито. Поради карактеристичната морфологија (ги зафаќаат најниските делови на котлините) во алувијалните почви нема ерозија, ниту површинско преместување на механичките елементи во хоризонтална насока.

Самиот факт што алувијалните почви припаѓаат на групата хидроморфни почви зборува за големото значење на хидрогеографските услови. Тие всушност и ги создаваат овие почви, т.е. од нив зависи натамошната еволуција, а во голема мерка и својствата на самите почви. За нивните својства од најголемо значење се подземните води; нивната длабочина, осцилација, минерализација и сл. Матичниот супстрат од кој се изградени алувијалните почви се одликуваат со две основни својства: слоевитост и хетерогеност на гранулометрискиот и минералоско - петрографскиот состав. Хетерогеноста се јавува како резултат на почвениот и петрографскиот материјал што се транспортира и седиментира, а кој потекнува од различни почви и геолошки формации во сливното подрачје. Познавањето на супстратот е од значење за својствата на почвите, бидејќи тој практично во овие млади почви не се менува. Климата нема битно значење за генезата на алувијалните почви. Нејзиното значење е повеќе индиректно, бидејќи од нејзе зависи интензитетот на ерозивните процеси во сливното подрачје.

Поради плодноста и влажнењето на алувијалните почви веднаш по образувањето се јавува бујна ливадска и шумска вегетација. Денес од ваквата вегетација, поради долготрајното и интензивно делување на антропогениот фактор има само одделни остатоци. Присутните растителни заедници на алувијалните почви може да се поделат на крајречни шумски заедници, на шумски заедници на плавените тераси и на ливадска вегетација. Појавата на едните или другите заедници зависи од начинот и интензитетот на влажнење на почвата. Во крајречните шумски заедници спаѓаат заедниците на платанот (*ass. Juglando-Platanetum orientalis*), додека на нешто поголемите височини, покрај речното корито се јавува заедницата на сивата врба (*Salicion incanae*). На терасите, кои при поголеми води се плават се јавуваат тополи. За алувијалните почви карактеристични се и особено богатите со детелина ливадски задници. Опишаната вегетација со својата биомаса и биогените елементи учествува во формирањето на хори-

зонтот (А) и при подолготрајно делување овозможува постепен премин на алувијалните во ливадски почви. Воедно, шумската вегетација во крајречната зона ги штити наносите од поткопување и натамошно пренесување. Влијанието на човекот врз овие почви, што е мошне изразено и милениумско, може да биде индиректно и директно. Индиректното е со уништување на природната вегетација во сливното подрачје, предизвикување на ерозија, додека директното е со изградба на дренажни системи за заштита од поплави. Со ваквите мерки се спушта нивото на подземните води, додека со нивното наводнување може да се предизвика подигнување на подземните води.

Типичните алувијални почви се сосема млади, рецентно образувани. Во нив нема видливи морфолошки знаци на генетски хоризонти. Меѓутоа, тие не претставуваат само прост седимент туку уште при самото таложување покажуваат многу карактеристики на развиена почва. Содржат хумус, глинени минерали, т.е. се одликуваат со плодност. Од развиените почви единствено се разликуваат по тоа што немаат хоризонтација (присуство на хоризонти), туку се слоевити. Хоризонтацијата не се јавува поради недоволното време за одвивање на педогенетските процеси, како и поради хидролошкото додавање на минерални честички на површината. Всушност, се додека додавањето на минерални честички е посилено од педогенезата се задржува стадиумот на алувијална почва. Еволуцијата на алувијалните почви во лаките силно се разликува од таа во повисоките тераси. Во зависност од длабочината на подземните води, потоа од нивната осцилација, содржината на соли, како и времетраењето на еволуцијата, алувијалните почви во лаките најчесто еволуираат кон ливадски и мочурливи почви, односно еволуцијата оди во насока на развиени хидроморфни почви. На повисоките, „суви“ тераси, еволуцијата оди во насока кон развивање на автоморфни почви.

Морфолошките својства на алувијалните почви се хетерогени. Ваквото нешто зависи од повеќе фактори, како што се: својствата на почвениот и геолошкиот материјал што се еродира, транспортира и најпосле талози во речните долини, потоа од условите на пренос и таложување на овие материи, од степенот на антропогенезата и др. Во алувијалните почви нема генетски развиени хоризонти. Во нив доминира седиментацијата, т.е. појавата на слоеви кои се означуваат со римски броеви одозгора надолу (I, II, III итн). Во површинскиот дел можна е појава на хоризонт (А). Според тоа нивниот профил најчесто е од типот (А)-IIС-IIIС. Едно од нај-

важните својства на алувијалните почви е нивната слоевитост. До длабочина од 1,5 до 2 m се јавуваат 3 до 5 слоја, а во некои случаи помалку или повеќе. Слоевицата најсилно е изразена во крајречната зона, бидејќи тука најчесто се менуваат условите на пренос и таложење. Тука слоевите имаат и погруба структура и јасно се разграничени.

Најдолните слоеви се најстари а најгорните најмлади. Меѓусебно се разликуваат според моќноста и гранулометрискиот состав, а помалку по својата боја, структура и содржината на органски материји. Во некои профили на одредена длабочина се јавуваат слоеви од песок (чакал). Покрај самите реки целиот профил може да биде песочлив или чакалест (скелетни алувијални почви). За разлика од делувијалните почви кај алувијалните, поради преносот на материјалот на поголема далечина крупните честички добиваат заоблена форма. Материјалот е добро сортиран и обично нема мешање на честички што силно се разликуваат по своите димензии во еден слој. Алувијалните почви не се одликуваат со специфична боја. Таа варира во широки граници во зависност од бојата на наталожениот материјал. Најчесто претставува одредена нијанса добиена со мешање на кафеавата, жолтата и сивата боја (жолтеникаво-сива, жолтеникаво-кафеава, или сиво-кафеава).

Механичкиот состав на алувијалните почви е мошне хетероген. Зависи од наталожениот петрографски и педолошки материјал, потоа од условите на неговиот пренос и таложење, како и од иницијалната појава на некои педогенетски процеси и од антропогенезацијата. Хетерогеноста на механичкиот состав се јавува како во хоризонтална насока така и кон длабочината на профилот. Фракциите варираат во широки граници, со што овие почви припаѓаат на мошне голем број текстурни класи. Ако се поделат класите на три основни групи (песочливи, иловичести и глинести почви), ќе се востанови дека на иловиците припаѓаат 86,2 %, на песочливите почви 9,7 % и на глинестите само 4,1 % (Филиповски 1999). Доминацијата на иловичестите почви говори за нивниот мошне поволен механички состав. Една од карактеристиките по кои овие почви се разликуваат од многуте други е нискиот процент на скелет (просечно 4,2 %), што е резултат на таложење на наносниот материјал во помирни води. Во просек се застапени најмногу две фракции, и тоа: ситен песок, кој апсолутно доминира (над 50 %) и прав. Глината доаѓа на трето место, а на последно е крупниот песок со само 8,6 %.

Хемискиот состав на алувијалните почви е, исто така, мошне хетероген. Зависи од меха-

ничкиот и минералошко-петрографскиот состав на материјалот што се транспортира и таложи, а особено од содржината на CaCO_3 . Земено воопшто содржината на хумус е ниска (во I слој во просек е 2,04 %). Алувијалните почви според плодноста се одликуваат со силно изразени контрасти. Може да бидат мошне плодни и бесплодни, мошне влажни и мошне суви, тешко глинести и многу песочливи, карбонатни и бескарбонатни итн.

Високата плодност кај голем дел од алувијалните почви може да се објасни со поволниот механички состав, т.е. добриот однос помеѓу песочот и глината, што е значајно за добрите физички својства. Алувијалните почви се одликуваат со добра водопропустливост, средна водозадржливост и добро капиларно искачување на водата. Со еден збор, се одликуваат со добар воден, воздушен и топлотен режим. Тоа придонесува растенијата да бидат доволно снабдени со вода и воздух и помалку да страдаат од суша во споредба со растенијата кај автоморфните почви во истите климатски услови. Алувијалните почви се одликуваат и со поволни топографски услови. Дождовната вода не тече по површината, туку се впира (нема ерозија). Наводнувањето и другите агротехнички мерки лесно се применуваат. Алувијалните почви имаат длабок физиолошки активен профил во кој кореновиот систем лесно навлегува.

Можно е во дел од алувијалните почви да се јават и некои негативни својства и процеси, со кои се намалува нивната продуктивна способност. Нерегулираниот воден режим во сливот може да предизвика поплави, т.е. однесување на плодните почви и нанесување на неплоден мил и чакал. Во близина на хемиските индустрии (Скопје, Велес) и термоцентралите (Битола, Кичево) се јавува нивно загадување, а тоа може да се случи и како резултат на претерана употреба на пестициди и минерални ѓубрива. Воедно, ваквите почви се отргнуваат од земјоделското производство поради користење за други цели (изградба на разни објекти, експлоатација на песок или чакал и сл.).

Една од спецификите на алувијалните почви е таа што на нив со голем успех се одгледуваат градинарските култури, како: пиперката, доматиите, лукот, зелка, кромид, спанаќ, салатите, оризот, грашокот и др (сл. 100). На нив со успех се подигнати и овошни насади (Преспа, Полог), кои често успеваат и без наводнување. Алувијалните почви се наоѓаат и близу до градовите, со што претставуваат центри од кои блиските градови се снабдуваат со зеленчук и овошје.

Ливадски почви

Ако се споредат со алувијалните кај ливадските почви ќе се забележат повеќе разлики: ливадските почви имаат развиени педогенетски процеси, односно задолжително добро развиен хумусно-акумулативен хоризонт и задолжително присуство на глиновит хоризонт на поголема длабочина од 100 cm. Седиментацијата кај ливадските почви е многу послаба и не преовладува над педогенезата. Слоевитоста на профилот е послабо изразена, а воедно и подземните води послабо осцилираат. Името ливадски почви е земено од руската литература, бидејќи врз овие почви се развива ливадска вегетација. Меѓутоа, тоа не е најсоодветно, бидејќи на нив се развива и шумска вегетација. Во литературата ливадските почви се означуваат со голем број имиња, како на пример: алувијално-ливадски почви, хумусен алувиум, семиглеј, *sol des prairies humides*, *lhumic gley soils*, *mollic fluvisols* и др.

Точната површина на ливадските почви во Република Македонија не е позната. Распространети се во речните лаки на помалите и поголемите реки. Најголемиот дел од површините под ливадски почви се јавуваат во Пелагонија. Во литературата се опишани и за Овче Поле, потоа Кичевска Котлина, Дебарца, Преспанската, Охридската, Беровската Котлина, а според хидрографските услови може да се претпостави дека се јавуваат и во Полог, Струмичката, Скопската и други котлини. Значењето на овие почви е идентично со алувијалните, со таа разлика што ливадските имаат многу помала распространетост.

Образувањето на ливадските почви најмногу зависи од топографско-хидрографските услови, но, за разлика од алувијалните почви и од вегетацијата. Ливадските почви се јавуваат на рамен релјеф, на најниската речна тераса и тоа главно во централниот дел на лаките, кој често претставува депресија пониска од коритото на реката. На ваквите простори нема појава на ерозија и сета дождовна вода се впира во почвата. Во ливадските, како и во другите хидроморфни почви, се јавува прекумерно или дополнително влажнење. Длабоко во хоризонтот С (под 100 cm) се јавува заситување со подземни води. Над овој дел водата капиларно се искачува и перманентно или повремено го влажни хумусниот хоризонт. Дополнителното влажнење може да биде и резултат на комуницирање на подземните води со водите од речното корито, потоа со движење на подземни води од околните повисоки терени кон депресиите во лаки-

те, како и со излевање на речната вода. Плавниот период трае кратко време, обично помалку од еден месец.

Од особено значење за генезата на ливадските почви е длабочината на подземната вода, нејзините осцилации, содржината на соли, како и содржината на кислород. Повеќе автори истакнуваат дека подземните води во овие почви се подлабоки од 80-100 cm. Изнесеното за матичниот супстрат на алувијалните почви важи и за ливадските почви. Тие се образувани од алувијалните наноси кои при премин во ливадски почви не се менуваат. Ливадските почви од матичниот супстрат ја наследуваат слоевитоста и хетерогеноста на механичкиот и минералошко-петрографскиот состав. За разлика од алувијалните почви кај нив се таложат пофини честички, при што, слоевитоста е послабо изразена. Одделните дрвја, остатоци на некогашните шуми, говорат дека и на овие почви како примарна вегетација биле шумите. Повеќе истражувачи истакнуваат дека на нив се сретнувале дабот стожер, тополата, врбата, полскиот јасен, брестот и евлата. По нивното уништување шумските заедници се заменети со секундарни ливадски. По извршените мелиорации вегетацијата на ливадските почви е изменета, односно голем дел од некогашните ливади се заменети со земјоделски култури. Генерално земено вегетацијата има многу поголемо значење за образување на ливадските почви отколку за алувијалните. Под нејзино влијание се формира добро развиен хумусно-акумулативен хоризонт. Заедно со акумулацијата на хумус, под нејзино влијание се врши акумулација и на биогени елементи, со што се зголемува плодноста на почвата.

За создавање на ливадските почви, во прв ред создавањето на хумусно - акумулативниот хоризонт потребно е да помине одреден време. Потребна е одредена еволуција во лаките, т.е. поплавите треба да станат поретки, а заедно со нив да се намали и интензитетот на акумулација. За разлика од алувијалните почви, каде акумулацијата доминира над педогенезата, во ливадските почви таа силно е ослабена, а педогенезата, т.е. ливадскиот процес доминира. Ливадските почви ги наследуваат сите својства на алувијалните наноси, како слоевитоста, хетерогеноста на механичкиот и минералошко-петрографскиот состав, карбонатноста и др. Кон нив, со педогенезата се додава и добро оформениот хумусен хоризонт, кој е главен резултат на ливадскиот процес според кој овие почви се разликуваат од алувијалните. Најкарактеристичен процес за ливадските почви е акумулацијата на зрел хумус со силно биолошко кружење на мате-

риите. Хумусниот хоризонт започнува да се образува по сопирањето или силното намалување на акумулацијата. Во мал дел од годината почвата може да биде покриена со плавни води, додека во останатиот период хумусниот хоризонт речиси цело време е заситен со капиларна вода. Ваквите услови се одразуваат врз акумулацијата на хумусот. Повремено, во периодите со краткотрајни поплави, се таложи фина тиња, која се инкорпорира во хумусниот хоризонт (се испреплетува со кореновите системи и се сврзува со органските материи). Така хумусниот хоризонт може бавно да „расте“ нагоре, а не само да се продлабочува.

За морфолошките својства на ливадските почви од значење се морфолошките својства на алувијалните наноси, потоа нивната еволуција кон други типови, појавата на препокривање со други почви, антропогенизацијата и друго. Бидејќи ваквите фактори се променливи и морфолошките својства варираат во определени граници. Ливадските почви ги имаат сите својства на алувијалните почви, со таа разлика што кај нив слоевитоста е послабо изразена, сортираноста е пофина и јасно е оформен хумусно - акумулативен хоризонт А. Градбата на нивниот профил главно е од типот А-С-Г или А-АС-С-Г. Хоризонтот А најчесто е подебел од 60 см, а може да достигне и до 100 см. Неговата боја, која доста варира, зависи од бојата на материјалите наследени од алувијалните наноси, како и од интензитетот на акумулацијата на органски материи. Најчесто бојата е кафеава, темнкафеава, темносива до црна. Со продлабочување станува посветла, а со еволуирање кон блатните почви станува потемна. Со обработка дел од хоризонтот А се претвара во ораница, која е остро разграничена од долниот дел на хоризонтот А. Таа е растресита, хомогенизирана и посветла. Структурата на хоризонтот А е зрнеста, особено ако почвите се долго време под ливади. Ако е под природна вегетација хоризонтот А е густо испреплетен со коренови системи, кои со длабочина стануваат поретки, иако продираат до хоризонтот С. Преодниот хоризонт АС поради помалата содржина на хумус има посветла боја. Хоризонтот С ги има истите својства како и наследениот алувијален нанос. По боја најчесто е жолтеникав, жолтеникаво - кафеав и кафеав. Мошне ретко, на одредена длабочина, во него е можна појава на песочлив или чакалест слој.

Слично на алувијалните и ливадските почви се одликуваат со хетероген механички состав кој е наследен од алувијалните наноси. Иако меѓу механичкиот состав на алувијалните и ливадските почви има многу сличности, постојат и

разлики. Тие потекнуваат од фактот што ливадските почви се образувани во централниот дел на лаките, во услови на помирно таложење одошто е таложењето на материјалот во крајречната зона. Поради ова ливадските почви пофине се сортирани, т.е. содржат повеќе пофини а помалку покрупни честички во однос на алувијалните почви. Во споредба со алувијалните кај ливадските почви нема песочливи, а и процентот на глинести почви е повисок. Една од карактеристиките на ливадските почви е отсуството или намаленото количество на скелет што, исто така, говори за таложење во помирни води. Овие почви содржат повеќе „физичка“ глина и глина (16,0 %) отколку што е случајот со алувијалните почви (9,8 %). Од песочните фракции доминира ситниот песок (42 %), или според содржината редоследот на фракции е следен: ситен песок (42,0 %), прав (30,4 %), глина (16 %) и крупен песок (11,6 %).

Благодарение на поволниот механички состав, како и поради оформениот хумусен хоризонт, ливадските почви се одликуваат со поволни физички својства. Немаат висока пластичност и лепливост, со што лесно се обработуваат и при обработката не даваат голем отпор. Нивните хемиски својства зависат од механичкиот и минеролошкиот состав на наносите од кои се образувани (особено од содржината на карбонати), потоа од интензитетот и траењето на педогенетските процеси, од насоката на нивната натамошна еволуција, од препокривањето со нови наноси, како и од влијанието на човекот. Содржина на хумус во хоризонтот А' просечно изнесува 2,43 %, додека во А" 1,44 % (Филиповски 1999). Во ливадските почви може да се јават профили во кои на одредена длабочина е присутен препокриен хумусен хоризонт, со повеќе хумус отколку во хоризонтот над него. Присуството на CaCO_3 го фаворизира образувањето на хумус, поради што карбонатните ливадски почви содржат повеќе хумус (2,88 %). Ресчиси сето што е кажано за производните својства на алувијалните почви важи и за ливадските почви. Тие спаѓаат (заедно со алувијалните) во почвите со највисока производна способност во Република Македонија. Високата плодност на ливадските почви може да се објасни со поволните механички, физички, хемиски и биолошки својства. Воедно, се создаваат на рамничарски релјеф, што овозможува нивни поволни хидрографски услови. Се одликуваат со длабок физиолошки активен профил и интензивни микробиолошки процеси. За разлика од алувијалните, ливадските почви имаат поголема потреба од евакуација на пролетните води, т.е. послаба потреба за наводнување. Во

минатото биле делумно под шуми или под ливади. Денес само мал дел се останати под природна ливадска вегетација од која се добива мошне квалитетно сено. Најмногу се користат за многубројните култури, најчесто без потреба од нивно наводнување.

Мочуришни почви

Мочуришните почви во Република Македонија најмногу се проучувани во врска со хидротехничките мелиорации, изведени во повеќето котлини. Тоа се почви во кои хумусниот хоризонт е поплиток од 50 cm, а тресетниот хоризонт е поплиток од 30 cm. Под него се јавува глиновит хоризонт (поплиток од 100 cm) јасно деференциран на два потхоризонти. Главната разлика помеѓу ливадските и мочуришните глиновити почви се состои во тоа што мочуришните почви се образуваат во поинакви услови, со посилено изразен хидроморфизам (подземните води се поплитки, застагнати и посиромашни со кислород). Всушност во мочуришните почви целиот профил има хидроморфен карактер, додека во ливадските таков е само долниот дел на профилот.

Самото име мочуришно-глиновити (глејни) почви го нагласува процесот на заглинување и влијанието на мочуришната хидрофилна вегетација. Бидејќи може да се образуваат и под друг

тип на вегетација (шумска, ливадска) веројатно поадекватно е да се нарекуваат глиновити (глејни) почви. Во литературата се опишани и како тресетно - глејни, блатни, ливадско - блатни, low humic gley, regogleysol и др. Нивната вкупна површина во Република Македонија (заедно со ливадските почви) изнесува околу 40.000 ha (400 km²). Најмногу ги има покрај Црна Река (Демир Хисар, Пелагонија), потоа долж долината на реката Вардар (Полог, Скопска Котлина, Велешка и Гсвгелиска Котлина), Брегалница и некои помали реки. Присутни се и покрај Охридското (Струшко 12 km², Охридско 2,4 km²) и Преспанското Езеро (8,7 km²). Поголемиот дел се мелиорирани и од нив се создадени плодни почви.

Мочуришните почви во прв ред се резултат на топографско-хидрографските прилики и присутната вегетацијата што се јавува во ваквите услови. Релјефот, т.е. депресиите од различно генетско потекло, како што се крајезерските депресии, лаките, депресиите на брановидно-ридските терени, долните делови на наносните конуси долж рабните делови на котлините итн, овозможуваат силно влажнење и заситување на сите почвени пори со вода. Значи, ваквите почви се јавуваат само при одредени хидрографски услови, т.е. тие или се под вода (сл. 297), или подземните води се високи (поплитки од 80 cm). Како резултат на слабата осцилација на подземните води тие се сиромашни со растворен кислород. Се образуваат врз различен супстрат, но



сл. 297, Мочуришни почви во пределот на Катланово, скопско

поголема распространетост покажуваат врз алувијалните наноси. Главно се сиромашни со скелет но се богати со глина. Не се климазонални, т.е. климата има мошне ограничено влијание за нивната генеза, за разлика од вегетацијата, која е многу значаен фактор. Во услови на слаба аерираност растителните отпадоци побавно се разложуваат и придонесуваат за акумулација на хидроморфен хумус. Особено многу отпадоци даваат трската и рогозот (може да се акумулираат во вид на тенок тресетен хоризонт). Во мелиорираниот подрачја природната вегетација (блатна, ливадска, шумска) е сосема уништена.

Дел од морфолошките својства на мочуришните почви зависат од алувијалните наноси (слоевитост, механички и минеролошки состав, боја), како и од длабочината и осцилацијата на подземните води. Тие имаат различен надворешен изглед. Може да бидат под блатна и мочуришта, обраснати со блатна вегетација, грмушки и дрвја (Дебарца, Езерани - Преспанска Котлина). Надворешниот изглед на мелиорираниот почви е израмнет и се под културна вегетација, со мрежа на дренажни канали (Пелагонија). Мочуришните почви имаат доста хетероген механички состав наследен од алувијалните и другите наноси. Тој во текот на педогенезата не се менува. Слоевитоста е послабо изразена отколку кај ливадските почви. Имаат и поголема содржина на пофини глинести честички. За попотполна претстава на нивниот механички состав обработени се 117 профили (Филијовски 1999).

Поради таложување во депресији, мочуришните почви содржат значително повеќе „физичка

глина“ (глина и прав), и тоа повеќе од 50 % од сите фракции. Воедно и содржината на глина е значително поголема (21,3 %) во споредба со ливадските почви (16,0 %). Мочуришните почви по своите хемиските својства се хетерогени. Тие зависат од минеролошко - петрографскиот и механичкиот состав на матичниот супстрат (особено од карбонатноста), потоа од составот на подземните води (содржината на кислород и соли во нив), од интензитетот и траењето на хидрогенизацијата, од препокривањето со други наноси, влијанието на човекот и др. Содржината на хумус е во тесна врска со интензитетот и траењето на хидрогенизацијата. Во колку хумусниот хоризонт е подолго заситен со вода, и тоа трае многу години, акумулацијата на хумус е поголема. Блатната вегетација дава поголема биомаса од ливадската и нејзините отпадоци побавно се разложуваат од ливадските. Затоа и почвата е побогата со хумус, со можност за формирање на тресет. Во површинските проби (таб. 32) содржината на хумус просечно изнесува 5,08 %, додека во потповршинските 3,43 % (Филијовски 1999). Во хумусните мочуришни почви (карбонатните и бескарбонатни) содржината на хумус е значително поголема (12,1 - 13,8 %) отколку во минералните алкализирани почви. Ваквото нешто во вторите е резултат на неповолните услови за развиток на вегетацијата.

Кога се зборува за производните својства на овие почви, треба јасно да се подвлече разликата помеѓу немелиорираниот и мелиорираниот мочуришни почви. Во првите практично нема услови за одгледување на културни растенија и затоа тие

таб. 32, Просечен механички состав на мочуришните почви во Република Македонија, според Филијовски (1999)

	1	2	3	4	5	6	7
А	75	2,30	6,88	32,74	35,22	25,16	60,38
Б	31	2,92	5,67	38,38	40,31	15,64	55,95
В	1	0,00	4,30	33,90	50,80	11,00	61,80
Г	4	0,84	4,52	49,95	33,93	12,10	46,03
Д	3	2,42	3,56	54,97	26,70	14,77	55,45
Г	1	0,73	4,00	47,20	40,50	8,30	48,80
Е	1	17,91	25,00	38,20	28,00	8,80	36,80
Ж	1	2,90	8,14	48,81	35,53	7,52	43,05
З	117	2,52	6,51	36,01	36,15	21,33	57,48

1. Вкупно профили, 2. Скелет, 3. Крупен песок, 4. Ситен песок, 5. Прав, 6. Глина, 7. Прав + глина (< 0,02 mm). А. Минерална бескарбонатна почва, Б. Минерална карбонатна, В. Минерална карбонатна алкализирани, Г. Хумусна и тресетно-глиновита бескарбонатна, Д. Хумусна и тресетно-глиновита карбонатна, Г. Препокриена со алувијални наноси, Е. Минерална бескарбонатна врз препокриени почви, Ж. Минерална карбонатна врз препокриени почви, З. Вкупно

за нив се неплодни. Кај ваквите почви е застапена блатна, ливадска и шумска вегетација. Затоа, пак, мелиорираните мочуришни почви спаѓаат во почвите од кои се добиваат највисоки приноси. Нивното користење е слично на она кај алувијалните и ливадските почви. Се користат за полјоделски и градинарски култури, но не и за лозови насади. Особено високи приноси даваат пченката, сончогледот, шеќерната и добиточната репка, луцерката, грашокот и др. Така, на пример, луцерката дава високи приноси со повеќе откоси и тоа без наводнување, бидејќи длабоките корења доаѓаат до влажниот дел на почвата. Во Кочанската Котлина дел од овие почви се под оризишта.

Тресетни почви

Тресетните почви (хистосоли) во Република Македонија се дефинирани како органогени почви со тресетен хоризонт подебел од 30 см и обично со над 30 % органски материи. Значи, главната разлика помеѓу мочуришните и тресетните почви е во постоењето (тресетни почви) или непостоење (мочуришни почви) на тресетен хоризонт подлабок од 30 см. При разгледување на тресетните почви од интерес е да се разграничат поимите: тресетишта, тресет и тресетна почва. Тресетот е всушност органоген седимент (супстрат) од кој се образува тресетна почва, додека тресетиштето е повеќе геоколошки термин. Тоа е дел од пределот, обично депресија заситена со вода во која е наталожен тресет. Почвата, значи, го претставува активниот слој (горниот дел на тресетниот седимент) во кој се врши најинтензивна размена на материи и енергија со средината, т.е. делот кој е под непосредно влијание на кореновите системи на живите растенија, на свежите органски отпадоци и на малото биолошко кружно движење.

Прашањето за класификација на тресетните почви е мошне комплицирано. Причината е во тоа што во профилот до одредена длабочина се јавуваат различни слоеви на тресет, кои се разликуваат по својата старост, ботаничкото потекло на остатоците, степенот на разложеност и сл. Основната специфика на тресетните почви е во појавата на стратиграфија (слоевитост), која ја има и во некои минерални почви (алувијални, делувијални), но нивниот материјал е наталожен, т.е. е донесен одстрана. Кога се говори за условите на образување на овие почви треба да се истакнат неколку важни специфичности. Хистосолите се образуваат во услови со најсил-

но и најдолго влажнење во споредба со сите други почви. Со ваквото влажнење се истиснува воздухот и се создаваат анаеробни услови, т.с. силно се забавува разложувањето на обилните растителни отпадоци. Во нив има поголемо годишно производство на биомаса отколку во кои било други почви, но истовремено и нејзина најслаба минерализација. Условите за нивното образување, особено климатските, хидрографските и вегетацијските во текот на долг временски период циклусно се менуваат. Тоа остава длабоки траги во тресетниот седимент и во самата почва (слоеве со различна старост, различен степен на разложеност, растителни отпадоци со различно потекло). Ваквата специфичност ја нема во другите почви.

Тресетните почви кај нас се именуваат и како: торфени почви, торфено-блатни, органогено-блатни, а на другите јазици histosols, organic soils, organischer grundwasser Boden, les sols hydromorphes organiques и др. Вкупната површина на тресетни почви во Светот изнесува околу 2.400.000 km², од кои, 2.000.000 km² се јавуваат во тундровите и бореалните области. Во Европа најмногу ги има на Исланд, во Скандинавија, Данска, Холандија, Ирска, Англија, Полска (15.000 km²), Русија (623.000 km²). Во Југоисточна Европа се јавуваат на многу помали површини: Унгарија (1.000 km²), Романија (71 km²), Бугарија (73 km²), а во поранешната СФРЈ на околу 1.000 km². Вкупната површина на хистосолите во Република Македонија изнесува околу 700 ha, или 7 km² (Филиповски 1999). Во зависност од тоа каде се јавуваат се делат на низиски (котлински) и планински. Котлинските се образуваат покрај езерата, во лаките и во депресиите. Во планините тресетните почви се расфрлени во вид на мали површини со по неколку ha или под 1 ha. Се јавуваат во депресии од глацијално и нивационо потекло. Во Република Македонија апсолутно доминираат низиските тресетишта (6,3 km²). Најголем дел се наоѓаат во Струшкото Блато (4 km²) и во крајбрежјето на Охридското Езеро (2 km²), а мал дел ги има и во Полог (0,3 km²). Од планинските само две се поголеми (Луково Поле во изворишниот дел на Радика - 35,5 ha и Бегово Поле на Јакупица со 7,2 ha). Останатите се мали, секое од нив под 1 ha. Треба да се напомене дека сета површина на тресетиштата не е 100 % покриена со тресетна почва, т.е. во дел од нив тресетот е поплаток од 30 см.

Главната задача на релјефот во генезата на тресетните почви е да овозможи услови за силно влажнење (заситеност на сите пори со вода). Во едно, самата длабочина на релјефните депресии е од значење за тресетиштата, бидејќи од нејзе



сл. 298, Дел од Луково Поле

зависи длабочината на тресетните седименти. Главен предуслов за образување на тресетните почви (покрај релјефната морфопластика) е заситеноста со вода, која создава услови за буен раст на водна и блатна вегетација, но и за појавата на анаеробни услови во кои бавно се разложуваат вегетациските остатоци. Осцилацијата на водата кај тресетиштата, за разлика од мочуриштата, е послаба, додека редукционите услови се посилно изразени (помалку растворен кислород). Траењето на хидроморфизмот во текот на годината е подолго, односно или е перманентно или се јавува во поголемиот дел на годината. Водниот режим на овие почви може да биде субаквичен, кога почвата е постојано покриена со површинска вода, периаквичен, кога почвата е постојано заситена со вода, но нема површинска вода и аквичен, кога почвата е заситена со вода до површината во поголем дел на годината (сл. 298). При вакви хидрографски прилики (комбинирани со својствата на подлогата, составот и температурата на водата) се создаваат услови за најголемо производство на биомаса од водната и блатната вегетација.

Хидрографските услови во долгиот период на создавање на тресетните почви (приближно 10.000 години) се менувале и затоа степенот на разложеност во одделни слоеви е различен. Со порастот на длабочината на тресетот се јавува состојба кога блатните растенија неможат повеќе да се вкоренуваат во подлогата, туку само во тресетната маса. Во тој случај се формира почва која има само органски хоризонт Т. За нејзе

како супстрат служи тресетниот седимент. Тресетот во текот на многугодишното формирање може да биде збогатен со минерални фракции од разни наноси (тиња, алувијални, делувијални). Тие може да бидат инкорпорирани во тресетот, може да формираат слој врз него, или да формираат слоеви во самиот тресет. Во планинските предели како подлога на тресетните почви најчесто се јавуваат флувиоглацијалните наноси со погруб механички состав, а во котлините тоа може да бидат мочуришните почви (претходен стадиум во создавањето на тресетните почви), или лимничките седименти.

Тресетните почви се образуваат во различни климатски прилики (дури и аридни), ако се создадени услови за силно влажнење од неклиматски (топографско-хидрографски) причини. Меѓутоа, климата е од значење за интензитетот на најважните процеси што се одвиваат во овие почви. Образувањето на тресетот од крајот на глацијалот до денес се одвива во различни климатски услови, т.е. климата се менувала. Вегетацијата, заедно со морфолошко-хидрографските услови, спаѓа меѓу најважните фактори за генезата на овие почви (вегетациските отпадоци даваат материјал за образување на тресетот). Вегетацијата не била иста во сите периоди од почетокот на формирањето на тресетот до денес. Таа се менувала и затоа во одделни слоеви доминираат остатоци од еден или друг вид растение, или од нивна комбинација. Така, на пример, во Бегово Поле - Јакупица, според анализа на поленот во одделни слоеви на тресетот востановена е про-

мена на вегетацијата во пет временски периоди (фази): пребореал, бореал, атлантиски, суббореал и субатлантиски (сл. 299).



сл. 299, Тресетни почви во Бегово Поле, Јакупица

Кога се говори за времето како фактор за генеза на тресетните почви, треба да се истакне дека различни тресетишта имаат различна старост, т.е. нивното образување не започнало во исто време, иако сите се постгласијални. Во принцип, до колку тресетниот материјал е подебел и тресетиштето почнало порано да се образува. Исто, така, и образувањето на засебните тресетни слоеви не секогаш е со исто време-траење. Robinson et.al. (1975) староста на едно тресетиште ја определил на 7.900 години. Образувањето на неговите три слоја траело различно. Најгорниот слој се создал за 2.400 години, средниот за 2.000 години и најдолниот за 3.500 години. Разни автори даваат различни податоци за темпото на раст на тресетниот седимент, но најчесто се движи во границите од 0,2 до 1,6 mm годишно. Boul et.al. (1973) дава податоци за староста на едно тресетиште со моќност од 200 cm од 3.000 години.

На територијата на Република Македонија нема мошне длабоки (над 10 m) тресетишта. Најдлабокото изнесува до 4,5 m (Бегово Поле - Јакупица), а кај низиските максимумот е до 3 m (Студенчишта - Охрид). Во Струшкото Блато длабочината изнесува од 30 до 130 cm (просечно 81 cm), а во Луково Поле до 175 cm (средно околу 100 cm). Во тресетиштето на Луково Поле Мишрикески (1991) спомнува присуство на стебла, гранки и корења од дрвенеста вегетација (*Picea*, *Abies*). Овде, под тресетот, со остар премин се јавува иловичест седимент со гулабо-во сива боја. Содржината на органски материи во одделни слоеви на тресетниот хоризонт во Луково Поле се движи од 48,0 до 83,8 %, или просечно околу 75,5 %. Вредно е да се напомене дека според содржината на органските материи тресетот се дели на: вистински тресет (над 70 % органски материи), преоден тресет (50-70 %) и полутресет со 30-50 % на органските материи. Генерално земено во планинските тресетишта има повеќе хумус (Луково Поле од 23,8 до 41,5 %, Бегово Поле од 17,2 до 38,5 %).

Кога се говори за производните својства, треба да се каже дека има голема разлика помеѓу природните и мелиорирани (антропогенезирани) тресетни почви. Првите се неплодни за културни растенија и на нив расте опишаната природна вегетација, додека мелиорираниите спаѓаат меѓу нашите најплодни почви. Се смета дека мелиорираниите тресетни почви се особено погодни за градинарски култури. Кај Струга на нив се подигнати значителни површини под плантажни овоштарници со јаболка, кои даваат високи и квалитетни приноси. Воедно, и самиот тресет има широка примена. Најмногу се употребува во растителното производство и тоа во природна состојба или како компост. Тресетниот компост помешан со песок или со други минерални фракции (иловица) служи како средина за размножување и одгледување на растенијата, особено во цвекарството или градинарството. Тресетот се користи и за подготовка на супстрат за производство на печурки, а во Западна и Северна Европа служи како ниско калорично гориво. Прва, рачна експлоатација на тресет од брегот на Охридското Езеро е извршена пред повеќе од 80 години. Одредени тресетишта во Република Македонија треба да се зачуваат во природна состојба. Такви се планинските тресетишта и тресетиштата покрај брегот на Охридското Езеро. Тие треба да бидат составен дел од пределот, во својот неизменет (оригинален) природен екосистем бидејќи се сведоци (поленовиот прав во нив) за развитокот на вегетацијата во минатото.

ХАЛОМОРФНИ ПОЧВИ ВО РЕПУБЛИКА С. МАКЕДОНИЈА

Под халоморфни почви (слатини) се подразбираат оние почви во чија генеза и еволуција лесно растворливите соли играат доминантна улога, или таква улога одиграле во минатото. Во оваа група спаѓаат три почвени типа: *солончек*, *солонец* и *солој*. Покрај овие три, добро развиени типа, постои и цела низа преодни фази помеѓу другите типови почви и халоморфните почви.

Солените почви (слатините и слатинестите почви) имаат редица специфични својства и се разликуваат од сите останати несолени почви. Ваквите специфичности се состојат во тоа што солениите почви покажуваат мошне изразена хоризонтална (просторна) хетерогеност. Тие се менуваат на мали растојанија, покажувајќи силна мозаичност, а некои од нив покажуваат и вертикална хетерогеност. Содржината на соли се менува мошне бргу, при што, се покажуваат и изразити сезонски промени. Површините на ваквите почви може лесно и бргу да се прошират под влијание на човекот (антропогена салинизација).

Халоморфните почви (слатини) во Република Македонија се едни од најистражуваните, не само по Втората Светска војна, туку и пред тоа. Ниту еден почвен тип со толку мала површина не е толку многу проучуван како солениите почви. Прв ги забележал *Цвијић* (1906) во Овче Поле, додека *Сџебуи* (1926) спомнува „засолени полупустински почви“ во источниот дел на Македонија. По Втората Светска војна солонетите почви се интензивно проучувани и картирани. На нив се посветени три докторски дисертации, повеќе отколку на кој било друг почвен тип (*Филиповски* 1959). Солените (или засолени) почви кај нас се означуваат со повеќе народни имиња, како: солена земја, соленица, слатина, белокалица, бел и црн ѓерен, ќелак, тврдак итн. Кај нас всушност терминот солени почви е традиционален и се однесува на слатините и слатинестите почви, додека терминот *халоморфни* почви е прифатен во меѓународната литература.

Површините на солениите почви во Република Македонија се мали. Тие изнесуваат само 0,42 % од вкупната површина на Македонија, т.е. околу 110 km² (*Филиповски* 1968). Најмногу ги има во централните и источните делови, т.е. во континентално - субмедитеранското подрачје кое се одликува со најизразена аридност (силно испарување). На овие простори се застапени и палеогени седименти, меѓу кои има и засолени, како и присуство на плитки и минерализирани подземни води. Карактеристично е што

90 % од површините под солени почви се јавуваат во четири котлини: Струмичка, Скопска, Пелагониска и Овче Поле. Солончекот се јавува во Овче Поле, Пелагонија, Скопската и Кочанската Котлина, солонецот во Овче Поле и Пелагонија, а солојот е опишан во Пелагонија. Сите тие може да се јават како поголеми комплекси, но често и како бројни дамки со по неколку m² опкружени со незасолени плодни почви.

Солените почви во Република Македонија ги нема врз компактни карпи. Тие се образуват само од кластични (растресити) седименти, или од почвите што се образувани врз такви седименти. Во некои седименти, како што се дел од палеогените (еоценски) се акумулирани соли со нивното создавање - морски седименти. Со тоа се и големи снабдувачи на подземните води со растворливи соли. Од овие седименти (богати со соли) подземните води се движат кон рамните дна на котлините исполнети со алувијални наноси. Овде, во алувијалните наноси, водите се јавуваат плитко, испаруваат по капиларен пат и ја засолуваат почвата. Главна улога во образувањето на ваквите почви имаат хидрографските услови и присуството на соли. Без соли и без вода, која ги пренесува солите до почвата, невозможно е образување на солени почви.

За генезата на солениите почви од посебно значење е критичното ниво на подземните води, т.е. длабочината од која започнува засолувањето на површинскиот почвен хоризонт. Засолувањето е силно изразено кога подземните води се на длабочина од најмногу 150 - 200 cm, а послабо кога се подлабоки од 300 cm, како во Скопската Котлина. Во нашите солени почви подземните води се многу поплатки од ова критично ниво. Просечната длабочина на подземните води кај солонечите изнесува 137 cm, кај солонците 146 cm, додека кај слатинестите почви во Скопската Котлина за 16 профили е добиена просечна вредност од 128 cm. За истите почви во Пелагонија на 47 профили просечното ниво на подземните води е 123 cm, во Овче Поле (12 профили) 190 cm, Кочани (4 профили) 138 cm, или про-

сечно за сите слатинести почви изнесува 134 cm (Филиповски 2001). Просечната длабочина на подземните води за сите типови солени почви во Република Македонија изнесува 137 cm. Нивото на подземните води се менува не само временски туку и просторно, т.е. на мали растојанија. Поради тоа и почвите покажуваат мозаичност. Има малку податоци за амплитудата на осцилациите на нивото на подземните води во солени почви. Во Овче Поле најмалата длабочина во текот на една година била 71 cm, а најголемата 183 cm (Gicev 1989).

Покрај длабочината за процесите во солени почви од големо значење се и минерализацијата и хемискиот состав на подземните води. Минерализацијата на подземните води зависи од супстратот низ кој минуваат, брзината на движењето, интензитетот на евапорацијата и транспирација (нивниот режим) и др. Подземните води на солончеците се најбогати со соли. Содржат просечно 38,20 g/l соли, а достигнуваат максимално количество од 107,42 g/l. Толку големо количество, според Филиповски (2001) не е

забележано на останатите балкански простори. Најмногу соли има во подземните води на Овче Поле (просечно 44,13 g/l), додека далеку помалку ги има во подземните води на Скопската (6,55 g/l) и Кочанската Котлина (3,77 g/l). Главни причини се присуството на засолени палеогени седименти (Овче Поле). Просечната содржина на соли во подземните води на солонците е неспоредливо пониска и изнесува од 0,727 до 1,74 g/l. Во подземните води на слатинестите почви, исто така, има малку соли (просечно 1,38 g/l), со максимално количество во Овче Поле од 3,84 g/l. Минерализацијата на подземните води се менува во текот на годината. Кај нас таа е највисока во есен (по сезоната на силно испарување).

Поради ниската производна способност од солени почви не се добиваат речиси никакви приноси и најчесто се користат како пасишта. Се јавуваат во рамниците, меѓу најплодните почви, од кои и се образувани. Бидејќи со наводнување постои опасност од ширење на овие почви (антропогена салинизација), се јавува опасност од



сл. 300, Солени почви во Овче Поле
(фото Кишианова)

намалување на површините на плодните почви. Од друга страна, водата за наводнување може успешно да послужи за промивање на солите. Со влошување на хидрографските услови (покачување на нивото на подземните води) во некои од котлините ваквите почви и натаму се шират. Содржината на хумус во солонците е ниска (од 1 до 2 %), при што, хумусниот хоризонт е плиток. Ниската содржина на хумус се објаснува и со слабото создавање на органска материја во вакви услови. Мелиорацијата на халоморфните почви е тежок, скап и долготраен процес.

Постојат повеќе начини за образување на солончециите. При силно испарување на водата од почвата, во топлиот и сушен дел на годината се врши акумулација на солите и тоа најмногу во површинскиот дел на профилот. Земено воопшто засолувањето е поинтензивно ако подземните води се поплитки и позасолени и ако климатските услови се потопли и посуви. На површината солончеците се познаваат по белата коричка од соли и по појавата на типичната за нив халофитска вегетација.

Солонецот од солончекот се разликува по диференцираноста на профилот на А и В хоризонти. Постојат неколку теории за генезата на овие почви. Според едната од нив солонците се образуваат со отсолување на солончекот, додека според друга солонците се образуваат во првите стадиуми на засолување. Хоризонтот А кај типичниот солонец обично е поплиток (до 10 cm, ретко до 25 cm). Во него, кај некои солонци под природна вегетација се распознава тенок хумусен подхоризонт А₁, длабок до 5 cm.

Солоот најчесто се образува со деградација на солонците, или како последица на засиленото влажнење, т.е. поголемото собирање и задржување на површинската вода во депресиите. Солоот се одликува со А - В - С профил. Хоризонтот А изнесува од 15 до 20 cm и остро минува во хоризонтот В. Хоризонтот В е со моќност од 70-80 cm и содржи многу повеќе глина. За разлика од другите халоморфни почви, солоите се напивно отсолени почви. Тие во хоризонтот А и В не содржат соли.

Деградација и заштита на почвите

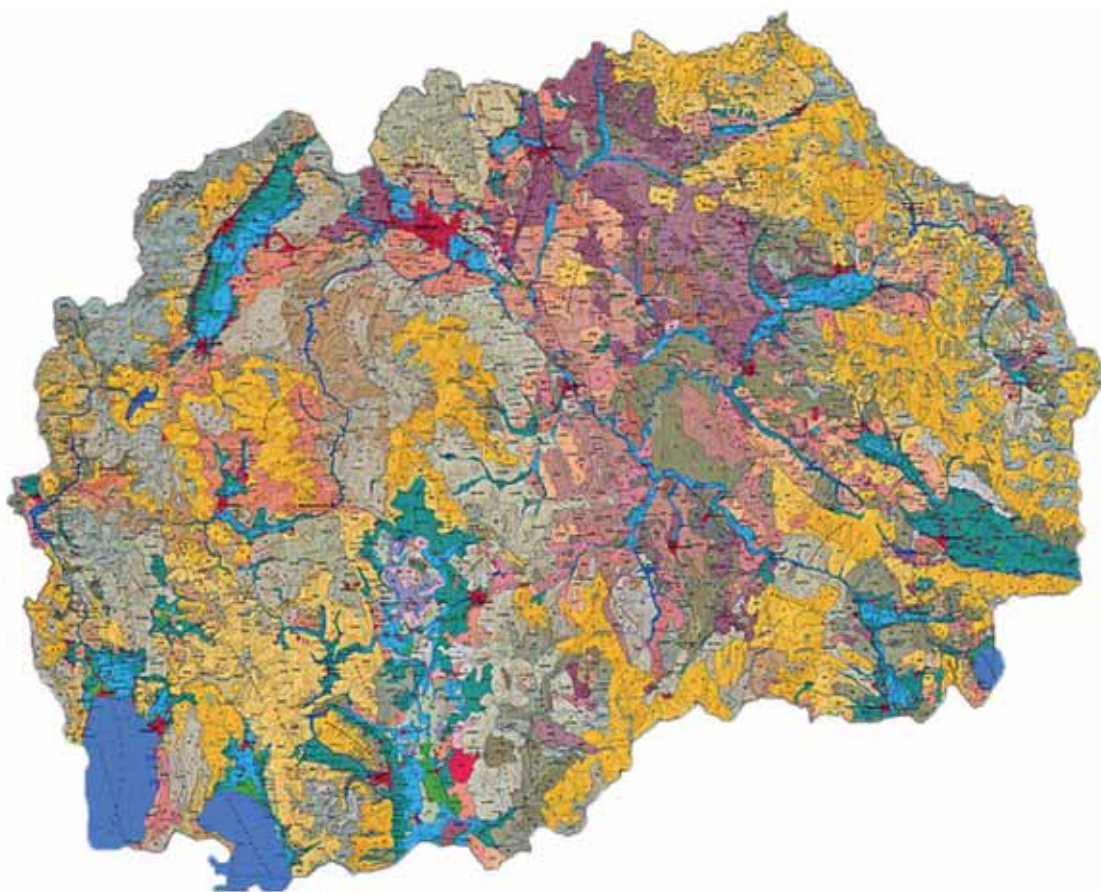
Почвата како дел од екосистемот претставува значајна компонента на животната средина. Со нарушување на екосистемот како целина, доаѓа до поголеми или помали нарушувања и на самата почва, а во екстремни случаи и до нејзи-

но потполно уништување. Многу последици на нарушената и оштетена животна средина може да се санираат, меѓутоа еднаш уништената почва е изгубена за многу генерации, а кај некои почвени типови (пример на карбонатна основа) негативните последици може да бидат и трајни.

Хидролшката поврзаност на почвите со пошироката околина овозможува сите негативни процеси во почвата да се одразат и на околната природа. Така, почвите, покрај изложеноста на штетни влијанија и самите се јавуваат како фактор за нарушување на природата. Оттаму заштитата на почвите е едно од клучните прашања во заштитата на животната средина.

Најважните сегменти на оштетување на почвата се: ерозијата, шумските пожари, загадување со индустриски отпадоци, оштетувања со рударски копови и други градежни зафати. Од друга страна, од почвата оттекуваат суспендирани честички, пестициди, хранливи елементи во зголемена концентрација итн. Ваквите материи наталожени на одреден простор може да бидат штетни.

Ерозијата на почвата ги подразбира процесите на одвојување на почвените материи од севкупната почвена маса и нивен транспорт со ерзивните агенси (вода, ветер, ...). Ерозијата и седиментацијата се универзални процеси кои се одигруваат на Земјината површина и кои непрекинато делуваат наспроти ендегените Земјени сили. Меѓутоа, од моментот кога почвите се користат за земјоделско производство, што претпоставува и уништување на природната вегетација, човекот започнува да предизвикува забрзана ерозија. Забрзаната ерозија е со значително поголем интензитет отколку геолошката. Во екстремни случаи за кратко време може потполно да се уништи почвената маса. Постои проценка дека годишно во Светот со забрзана ерозија се губи најмалку неколку милиони хектари обработливо земјиште. Главни агенси на процесот на ерозија се водата и ветрот, додека кај лизгалиштата, како посебен ерзивен процес, главен транспортен агенс е гравитацијата. Лизгалиштата настануваат на одреден наклон, при што, на профилот се јавува глинен слој. Како резултат на подолго влажнење, глинестиот слој станува лизгав. Горниот слој над него (заситен со вода) натежнува со што ја губи стабилноста и може да се лизне по навлажнетиот глинен слој. Ерозијата на ветрот е карактеристична за аридните и семиаридните области. Кај ваквите региони може да претставува мошне интензивна појава. Така, на пример, ветрот со брзина од 29 km/h може да однесе 150 t почвена маса за 1 h, што одговара на просечно плаќнење со водна ерозија за цела година.



сл. 301, Педолошка карта на Република Македонија

Во модерното земјоделско производство се применуваат многубројни хемиски сретства за заштита на растенијата од болести и инсекти (пестициди). Пестицидите може штетно да делуваат врз физичките својства на почвата (пример, маслени пестициди), а особено на биохемиските процеси во кои учествуваат микроорганизмите и почвената фауна. Од овие причини акумулацијата на пестициди во почвата се смета за форма на нејзино загадување. Почвите во речните долини се подложни на загадување со отпадна индустриска вода. Исто, така, почвата може да биде препокриена со депониран отпаден материјал (згура, јаловина и

сл), или потполн да се уништи при површинска експлоатација на рудни лежишта, чакал, песок, или друг градежен материјал. Депониите може да се рекултивираат, при што, особено значење има нивното пошумување. Воедно, големи површини на продуктивни почви неповратно се губат под разни градби, акумулациони езера и сл.

При сите вакви активности треба да се респектира принципот најпродуктивните почви да бидат сочувани за растително производство, додека оние помалку продуктивни или кои неможе да се мелиорираат треба да се користат за градски и секакви други инфраструктурни објекти.



ЛИТЕРАТУРА

- Алтарац-Манушева Л.** (1953): Прилог кон познавањето на почвите во Повардарието. Збор. на Зем. Инст., кн. II, Скопје.
- Antic M., Jovic N., Avdalovic V.** (1982): Pedologija. Nauc. Knj. - Beograd, str. 1-403, Beograd.
- Buol W.S. et.al.** (1973): Soil Genesis and Classification. The Iowa State University Press, Ames.
- Gracanin M.** (1946): Pedologija. I dio, geneza tala. Polj. nakl. zav., str. 1-147, Zagreb.
- Gracanin M.** (1947): Pedologija. II dio, fiziografija tla. Polj. nakl. zav., str. 1-233, Zagreb.
- Групче Љ.** et.al. (1996): Организиран стационар за комплексни изучувања на дабовиот екосистем во националниот парк Галичица. Збор. биол. Фак., кн. 36, стр. 181-187, Скопје.
- Колчаковски Д.** (1996): Структурни (мразни) почви - прилог кон проучувањето на перитлацијалниот комплекс на високите планини во Република Македонија. Збор. I Конгрес на географите од Република Македонија, стр. 68-73, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2000): Појава на полигонални почви во Република Македонија. Симпозиум „Почвите и нивното искористување“, МАНУ, стр. 179-190, Скопје.
- Колчаковски Д.** (2004): Педогеографија, стр. 1-145, Скопје.
- Миткова Т., Митриќески Ј.** (2000): Образување, генеза и класификација на черноземите во Република Македонија. Симпозиум „Почвите и нивното искористување“, МАНУ, стр. 45-55, Скопје.
- Митриќески Ј.** (1991): Услови за образување, генеза, класификација и својствата на тресетните почви во Луково Поле. Год. збор. на Земјод.-шум. Фак, кн. XXXIX, Скопје.
- Нејгебауер В.** (1937): Прилог познавању педологије Јужне Србије. Сп. 25-год. ос. Јуж. Ср., Скопје.
- Поповски Д.** (1960): Генеза и својства на црвениците во НР Македонија. Год. збор. на Зем.шум. фак., Земјодел., Т. XIII, Скопје.
- Robinson W.D. et.al.** (1975): Peat in horticulture. Academic press. London.
- Стебут А.** (1926): Наши главни пољопривредни реони. Мин. пољ. и вода, кн. 4, Београд.
- Тодоровић.** (1931): Педолошка проучавања у Скопској Котлини. Глас. СНД, Кн. X, Св. 4, стр. 242-282, Скопје.
- Filipovski G.** (1958): Prilog pitanja geneze i geografije zemljista Makedonije. Zem. i bilj., VIII, No. 1-3, Beograd.
- Филиповски Г.** (1959): Прилог кон прашањето за класификацијата на почвите на Народна Република Македонија. Год. збор. на Земјод.-шум. фак., Земјодел. Т. XII, Скопје.
- Филиповски Г.** (1968): Педологија. Универ. Кир. и Мет. - Скопје, стр. 1-452, Скопје.
- Filipovski G.** (1982): Osnovne zakonitosti u geografiji zemljista SR Makedonije. Zem. i Bilj., Vol. 31, No. 2, Beograd.
- Филиповски Ѓ.** (1995): Почвите на Република Македонија. Педогенетски фактори и класа на почви со (А)-С и (А)-R тип на профилот. Том I, МАНУ, стр. 1-264, Скопје.
- Филиповски Ѓ.** (1996): Почвите на Република Македонија. Класа на хумусно акумулативни почви со А-С и А-R тип на профилот. Том II, МАНУ, стр. 1-313, Скопје.
- Филиповски Ѓ.** (1997): Почвите на Република Македонија. Класа камбични почви со А-(В)-С и елувијално - илувијални почви со А-Е-В-С тип на профилот. Том III, МАНУ, стр. 1-519, Скопје.
- Филиповски Г.** (1999): Почвите на Република Македонија. Хидроморфни почви, Том. IV, МАНУ, стр. 1-548, Скопје.
- Филиповски Г.** (2001): Почвите на Република Македонија. Халоморфни почви, Том. V, МАНУ, стр. 1-439, Скопје.
- Филиповски Г.** (2003): Деградација на почвите како компонента на животната средина во Република Македонија. МАНУ, стр. 1-348, Скопје.
- Филиповски Г., Ризовски Р., Ристевски П.** (1996): Карактеристики на климатско - вегетациско - почвените зони (региони) во Република Македонија. МАНУ, стр. 1-177, Скопје.
- Gicev A.** (1980): Problemi melioracija slatina u Ovcem polju i tehnolosko-tehnicki pravci njihovog resavanja (Dokt. dis.), Poljoprivredni fakultet, Sarajevo.
- Ciric M.** (1984): Pedologija. „Svjetlost“ - Sarajevo, str. 1-312, Sarajevo.
- Цвијић Ј.** (1906): Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије. СА, стр. 1-387, Књ. I, Београд.
- Skoric A., Filipovski G., Ciric M.** (1985): Klasifikacija zemljista Jugoslavije. Pos. Izd., Knj. LXXVIII, ANUBH, Sarajevo.
- ***** (1945): Македонија катo природно и стопанско цяло. МНИ., стр. 1-296, Софија.

РЕГИСТЕР НА СТРУЧНИ ИЗРАЗИ И ПОИМИ

А

абразивен релјеф - релјефни форми (ерозивни и акумулативни, рецентни и фосилни) настанати со механичко делување на брановите долж бреговите на поголемите езера.

абразивна пештера - пештера на брегот на езерото главно создадена со механичко делување на брановите.

автохтони седименти - седименти настанати на местото на кое се наоѓаат.

автохтон вид - вид кој природно (изворно) се сретнува во одреден екосистем на одредено подрачје.

аккумулятивни форми - разни генетски типови релјефни појави (форми) создадени со натрупување или таложење на материјалот настанат во претходната, ерозивна фаза.

алохтон вид - вид кој е туѓ, неизворен во одреден екосистем, донесен (интродуциран) намерно или ненамерно најчесто од човекот.

алотрофни езера - езера кои органскиот материјал главно го примаат од граничниот дел на копното.

алувиум - речен нанос кој се одликува со одредена слоевитост, сортираност и хетерогеност на заоблените фрагменти.

алувијална вртача - вртача во наносен материјал (алувиум) создадена со тонење на земјиштето поради новоотворени пукнатини во карбонатната подлога.

алувијална рамнина - распространета наносна рамнина околу речното корито, т.е. зарамнето дно на речната долина изградено од наносен материјал (мил, песок, чакал). Алувијалните рамнини обично се јавуваат во долните делови на реките каде падот е мал, страничната ерозија голема и акумулирањето на речниот материјал значително. Алувијалната рамнина може да се дефинира и како најниска речна тераса во која при висок водостој или поплави реката се излева.

аридност - специфичен карактер на климата кој се одликува со суша. Во текот на целата година или во дел од годината евопотранспирацијата е поголема од врнежите. Водата од врнежите е недоволна и дозволува раст само на растенија адаптирани на сушни услови

антиклинала - испакнат (конвексен) дел кај извиткани - набрани слоеви. Нејзиниот највисок дел е представен со теме или гребен на антиклиналата, додека најнискиот го претставува средишниот и најстар дел, или јадро.

антиклинориум - комплексна набрана и издигната целина со повеќе меѓусебно поврзани антиклинални и синклинални структури.

антропогени фактори - дејствија што врз живиот свет и природата ги врши човекот. Може да бидат посредни (се менуваат физичко-хемиските и биолошките услови на средината) и непосредни (директно делување врз организмите).

антропогена заедница - заедница што се развива како последица на човековото делување.

ареал - област на распространетост на одреден таксон (вид, род и сл.) или на одредена заедница. Ареалот може да биде *компактен*, кога претставува единствена површина и *дисјунктивен* (разединет), кога се состои од два, три или повеќе меѓусебно одвоени делови.

аплинација - процес на општо снижување и разминување на земјината површина со делување на егзогените ерозивни фактори.

астеносфера - најгорниот дел од горната обвивка на Земјата. Зона со мали брзини на сеизмички бранови што иницира присуство на стопена фаза. Астеносферата како полутечна го овозможува движењето на плочите на океанската и континенталната литосфера (се наоѓаат над неа). Под континенталната литосфера, астеносферата е со дебелина од 30 до 50 km, додека под океанската литосфера е со дебелина од околу 100 km.

азонална вегетација - вегетација која не е условена од општите климатски прилики. Не е распространета во вид на одредена зона, туку е условена од некои други, пред сè локални фактори (прим. подземни води).

Б

батолит - примарна структурна форма, т.е. големо длабинско (плутонско) интрузивно тело со површина од над 100 km² и со непозната основа. Гранитите, гранодиоритите и сиенитите најчесто се јавуваат како батолит.

бигор - светложолтеникава и трошна карпа настаната со таложење на калциум-карбонат во коритата на карстните реки. Важна улога во создавање на бигорот имаат алгите и останатите водни растенија.

биогена корозија - процес на растварање на карпите под влијание на киселини што ги лачат растенијата (алги, мовови, корења), или киселините создадени со распаѓање на органската материја.

биомаса - вкупно количество на органска маса произведено од еден организам или од нивна заедница на единица површина.

биоценоза - високо интегрален и закономерен збир на популација на растенија и животни на одреден простор. Нивниот заеднички живот се одвива врз сложени, взаемно условени односи. Биоценозата настанува како резултат на долготрајни историски процеси на взаемно прилагодување и меѓусебна конкуренција, како и прилагодување кон надворешната средина.

биогеографија - наука што ги проучува законитостите на географската распространетост на живиот свет во минатото и сегашноста.

биотоп - неживиот дел на екосистемот (почви, карпи, вода, клима, релјеф и т.н.) со неговите карактеристики и процеси.

биом - интегрален комплекс на поголем број различни екосистеми поврзани во различни меѓуоднoси. Биомот може да опфаќа цели географски области. Најчесто еден од екосистемите во биомот доминира и ја чини физиономијата на просторот. Пример на биом е тајгата која претставува комплекс на поврзани екосистеми каде, покрај иглолисните шуми е застапен и екосистем на езера, водотеци, ливади и сл.

биосфера - врвно единство на живата и нежива природа. Врвен екосистем под кој се подразбира севкупниот простор на Земјата населен од живиот свет. Биосферата опфаќа дел од атмосферата, целата хидросфера и педосфера и дел од литосферата.

бора (набор) - структурен дел на литосферата настанат со извиткување на слоевите, најчесто под влијание на компресија која се пренесува на слоевите. Потполната бора се состои од еден испакнат (антиклинала) и еден коритест дел (синклинала).

бразда - тесен, издолжен жлеб всечен со ерозија предизвикана од помали водни млазеви на дождовницата. Браздите се најситни релјефни форми (микрорелјеф) создадени со ерозија на почвата, широки по неколку cm и длабоки од 10 до 15 cm.

бранова подкапина - вдлабнатина на местото каде рушителното делување на брановите е најголемо (млат). Брановата подкапина го следи подножјето на клифот.

браунизација - процес во педогенезата кој се состои во распаѓање на минералите што содржат железо.

брахиклаза - тесна пукнатина која пресекува само еден слој на седиментната карпа.

бреча - седиментна карпа составена од аглести фрагменти.

бунареста вртача - вртача со вертикални страни чија широчина е сепак поголема од нејзината длабочина.

В

валов - коритеста долина со стрмни страни и широко и конкавно дно низ кого се движел (фосилен валов) или се движи глечерот.

вертикални тектонски движења - движења на структурни блокови поради различни притисоци на Земјината кора. Се манифестираат долж раседни дислокации во правец на радиусот на Земјата, нагоре или надолу. Тие ги пореметуваат постоечките структури и создаваат нови морфотектонски форми.

венечни планини - генетска категорија на планините настанати со тангенцијални орогенетски движења, односно со процесот на набирање, а во подоцнежната еволутивна фаза и со навлекување на слоевите.

високопланински карст - карстен релјеф на високите планини, над горната граница на шумите чија еволуција е во услови на ладна клима. Се карактеризира со вертикален развој на формите, но и со бројни полигенетски појави (мразно-карстни, снежно-карстни). Во моренските наслаги се создаваат и мали „алувијални“ вртачи.

вкештени меандри - меандри всечени во цврсти карпести маси. Не се во можност слободно да се развиваат, односно да мигрираат туку се „вкештиле“. Се јавуваат во тесни, длабоко всечени карпести долини и во клисурите. Бидејќи се по потекло од некогашната распространета зарамнина се нарекуваат и наследени или накалени меандри.

вртача - затворена вдлабнатина на површината на карстот со пречник од неколку m до повеќе стотина метри. Вртачите претставуваат најкарактеристична, класична појава на површинскиот карстен релјеф.

вруток - моќен карстен извор од кого обично започнува права река.

водопад - морфолошки елемент на релјефот на речното корито. Претставува стрм или вертикален карпест одсек напречно поставен на правецот на речното корито преку кого водата на речниот тек

паѓа надолу. Во генетски поглед, според начинот на создавање водопадите се делат на: тектонски, ерозивни и акумулативни.

вулкан - комплексна геолошка појава, т.е. место каде магмата ја пробива Земјината кора и се излева лава. Можна е манифестација на експлозии со бурни исфрлања на течна, цврста и гасовитата маса. Воедно, вулканот претставува и посебна релјефна форма, т.е. купесто возвишение често со циновски размери.

вулканизам - еден од најзначајните геолошки процеси во создавањето и развојот на Земјината кора. Вулканските активности ја следеле Земјината кора низ сите стадиуми од нејзината еволуција, низ сите геолошки периоди иако со различен интензитет.

вулкански бомби - парчиња лава исфрлени во вжештена или пластична состојба со крушковидна или во форма на топка. Пречникот им изнесува од неколку cm до 20-30 m. Вулканските бомби паѓаат во близина на вулканот, не подалеку од 5-7 km, а достигнуваат височина и до 1.000 m.

вулкански кратер - основен морфолошки елемент на вулканската купа со кружен отвор во вид на инка. Најчесто се наоѓа на врвот на вулканската купа.

вулканска купа - елементарна форма на вулканскиот релјеф, т.е. карактеристично возвишение настанато со натрупување на пирокластичен материјал и излевање на лава при вулканските ерупции.

вулканска плоча - примарно еруптивно тело поврзано со изливни пукнатини, настанато со ладење и консолидација на лавата која се разлеала на површината.

Г

габро - интрузивна вулканска карпа која се кристализирала длабински. Нејзините минерали, плагиокласи и пироксени се видливи со голо око.

геодиверзитет - разновидност на неживата природа (разновидност на геолошкиот состав, релјеф, почви)

геоморфологија - природна наука тесно поврзана со географијата и геологијата но со свој предмет на проучување, сопствени научни методи и точно определена задача во научно - истражувачката работа. Предмет на проучувањето на геоморфологијата е непосредно самиот релјеф на Земјата, додека нејзина задача е да ги проучува зако-

нитостите на постанокот (генеза) и развитокот (морфолошка еволуција) на релјефните форми и на релјефот во целина.

гипс - седиментна карпа претежно составена од хидратисан калциум - сулфат. Во водата е потешко растворлив од солта, додека полесно се раствора од варовникот. Во гипсните терени може да се формираат големи пештерски системи.

гласијација - временски интервал од Земјината историја со пониски средногодишни температури кои овозможуваат акумулација на големи количества мразна маса.

гласиокарст - карстен терен создаден со делување на гласијалните и карстните процеси.

гласиологија - дел од геоморфологијата чиј предмет на проучување е исклучиво гласијалниот релјеф. Проучувањето на плеистоцената гласијација е повеќе домен на кварталната геоморфологија.

гласијален релјеф - релјефни форми создадени со делување на мразната маса (глечери). Гласијалните релјефни форми може да бидат ерозивни (циркови, валови) и акумулативни (моренски наслаги), односно рецентни и фосилни - плеистоцени.

глечер - мразна маса со специфична тежина поголема (0,93) од обичниот мраз (0,7 - 0,8) која се движи како резултат на сопствениот притисок и потисок и под дејство на Земјината тежа. Нејзина примарна цел е да ја измени подлогата по која се движи и тоа на таков начин што ќе ја подобри ефикасноста на самото движење.

гнајсна пештера - псевдокарстна форма, т.е. поголема празнина во гнајсевидни или гранодиоритни карпи. Термин воведен од *B.C. Радовановиќ* (1928).

грабен (ров) - негативна структурна форма настаната со спуштање на одреден тектонски блок долж два или повеќе меѓусебно паралелни раседи. Ваквата појава е честа во релјефот на Земјината површина. Некои ровови може да имаат и огромни димензии (Источно - африкански, ровот на реката Рајна), т.е. да претставуваат макрорформи.

гроот - површина препокриена со крупни карбонатни дробини и блокови настанати со распаѓање и раздробување на карпите. По *J. Цвијиќ* тоа е краен стадиум во еволуцијата на шкрапите.

грутка - компактно сврзана почвена маса со димензии од 5-10 mm до 25 cm. Обично се создава со

активности на човекот при орање, посебно при многу влажна или многу сува почва.

Д

дајк - примарна структурна форма кај еруптивните карпи. Претставува релативно тенка интрузивна појава создадена во пукнатините кои неправилно ги сечат слоевите на седиментните карпи.

деградација на природата - состојба на природата кога со човековите активности се променети природните процеси во толкава мера, што е нарушена природната рамнотежа, намалена е биолошката разновидност или се уништени природните богатства.

делта - распространета наносна рамнина на големите реки што се вливаат во езера, мориња или океани. Со вливање во водниот басен реката ја губи механичката и транспортната сила и го таложи вкупниот речен материјал што го носи. Со неговата акумулација се создава хоризонтална рамнина преку која речниот тек споро тече и се раздвојува во бројни ракавци.

делувиум - растресит материјал што се добива со распаѓање на разни карпи (компактни и растресити), или почвен материјал пренесен со поројници и останати површински води од ридско-планинските терени и е наталожен во нивните подножја.

денудација - процес на оголување на карпестата маса долж подлогата поради разнесување на површинскиот растресит слој.

дијаклаза - пукнатина која пресекува повеќе слоеви на седиментната серија без да ја пореметува нивната првобитна положба. Дијаклазите овозможуваат брзо продирање на атмосферската вода. Претставуваат важен предуслов во создавањето на подземни канали во карбонатните карпи. Пештерскиот канал создаден долж вертикална дијаклаза има триаголен напречен профил.

дијастрома - меѓуслојна пукнатина настаната при создавањето на седиментна серија или со подолжното нивно набирање. Пештерскиот канал создаден долж дијастрома е со напречен профил во форма на издолжена елипса.

динамичка геоморфологија - дел од геоморфологијата што се бави со проучување на релјефните форми на Земјината површина настанати под дејство на надворешните (егзогени) сили.

дискордантни слоеви - меѓусебно под различен агол поставени слоеви. Причините за тоа може да би-

дат различни. Најчесто се сведува на издигнувања и пореметувања со прекин на седиментацијата, а потоа повторно спуштање и продолжување на седиментацијата.

делувниум - растресит материјал кој се добива со распаѓање на разни карпи (компактни и растерсити), или почвен материјал пренесен со поројници и површинските води од ридско - планинските терени и наталожен во нивните подножја.

денудациски релјеф - комплекс на релјефни форми создадени со процесот на раздробување и распаѓање на цврстите карпести маси и со плаќање на растреситиот супстрат.

дефлација - преместување на ситни честички под влијание на ветрот.

детритат - растресита маса што се добива со физичко и хемиско распаѓање на карпите. Може да послужи како матичен супстрат за образување на почви. Детритатот може да остане врз цврстите карпи од кои е образуван (*in situ*) или да биде транспортиран (пренесен) од едно и наталожен на друго место.

дно на речно корито - подински дел на коритото со немирна пластика на кого се забележуваат разни вдлабнатини и испакнати делови. Вдлабнатините настанале како резултат на турбулентните (вртложни) движења на водата и материјалот што таа го носи. Водата и материјалот вршат длабинска ерозија на дното со различен литолошки состав, т.е. со различна отпорност.

дол - најголема релјефна форма што се создава при ерозија на почвата. Доловите потсетуваат на тесните долини на планинските потоци. Широчината им е главно помала од длабочината и најчесто го означуваат далеку одминатиот стадиум на процесот на ерозија на почвата.

долински глечер - основен морфолошки тип на глечери на планинската глацијација. Долинскиот глечер се состои од снежник сместен во циркот, глечерски јазик кој се наоѓа во валовот и чело на глечерот сместено во терминалниот басен.

долна ерозивна база - постоечкото ниво на Светското Море кон кое е насочена севкупната ерозија од копното.

доломит - седиментна карпа составена од калциум и магнезиум-карбонат, при што, содржината на последниот е над 50 %. Доломитот се раствара под влијание на водата од атмосферата и во него се создаваат карстни форми. За разлика од варовникот посилно е подложен на механичко распаѓање.

Е

едафон - сите организми што ја населуваат почвата. Се означува и како геобиос.

едафски - што се однесува на почвата - почвен. Често се говори за едафски фактори, т.е. за влијанието на почвата врз живите организми.

екологија - наука што ги проучува взаемните односи помеѓу организмите и средината од која зависи нивното одржување. Го проучува распоредот и густината на популацијата, начинот на живеење и однесувањето во дадената средина, т.е. ја проучува структурата и функционирањето на природната средина.

екосистем - просторно помалку или повеќе ограничен динамичен комплекс на биоценозата и неживата средина кои взаемно влијаат едни на други како функционална целина.

ендеми - организми ограничени само на една, често мошне тесна територија (акваторија). Може да се зборува за ендемити на едно езеро, остров, една земја и сл. Постојат два вида ендемити: конзервативни и прогресивни. Кај конзервативните ендемити ограниченоста настанала со смалување на ареалот, додека кај прогресивните ограниченоста е последица на младоста на таксонот кој сеуште не успеал да се распространи на поголема површина.

елувиум - растресит материјал образуван со распаѓање на компактните карпи останат на местото на образувањето (*in situ*).

ендогенетски процеси - движења во внатрешноста на Земјата. Се манифестираат преку тектонските процеси, вулканизмот и земјотресите. Како резултат на постојаните хемиски и радиоактивни процеси Земјината топлина прогресивно се зголемува со длабочината. Тоа предизвикува ширење на прегреаните, цврсти, течни и гасовити маси. Ваквото нешто предизвикува движења спротивни од делувањето на Земјината тежа. Земјината тежа и Земјината топлина ги претставуваат двете основни но спротивставени ендегени сили. Како резултат на нивното спротивставено делување се јавуваат различни тектонски процеси, движења и пореметувања кои ја следат геолошката историја на Земјата од нејзиното создавање до денес.

епигенија - морфолошка појава при која горните рабови на долината се повисоки од соседните и околните терени. Во зависност од начинот на појавување на цврстите карпи епигениите се делат на: домни, рабни и 'ртести. Епигенетските долини настануваат како резултат на селек-

тивната ерозија, при што, теренот претставен со меки седименти постепено станува понизок од височината на горните рабови на долината која се всекува во поотпорни (цврсти) карпи.

ерозија - процес со кој честичките или агрегатите на почвените или карпестите маси се разделуваат и преместуваат со површинските води, ветрот, мразните маси, водни бранови, или под влијание на Земјината тежа.

ерозија (забрзана) - ерозија многу побрза од нормалната (природна, геолошка). Најчесто е резултат на активностите на човекот, а во некои случаи и на животните.

ерозивен брег - брег создаден со делување на разни геоморфолошки процеси. Во зависност од тоа ерозивните брегови се делат на: флувијални (патамогени), глацијални, карстни, еолски и денудациски.

ерозивен водопад - водопад настанат со поткопување на помеките карпи кои се наоѓаат во подина-та над кои лежат поотпорни карпи. Со процесот на селективна ерозија доаѓа до побрзо однесување на помеките карпи што предизвикува создавање ерозивен карпест отсек преку кој водата паѓа надолу.

ерозивна речна тераса - елементарна форма на ерозивниот флувијален релјеф. Ерозивните тераси претставуваат зарамнини всечени на страните на речните долини. Наведнати се кон речното корито и долж речниот тек. Тоа се некогашни проширени дна на долината во која речниот тек сукцесивно се всекувал. Страничната ерозија ги создавала хоризонталните делови на терасата а вертикалната отсеците помеѓу нив.

еутрофни езера - езера изразито богати со хранлива биогена материја (пример Дојранското Езеро).

Ж

живеалиште - карактеристична средина каде одреден вид може да се сретне во рамките на своето природно распространување. Живеалиштето се состои од неживата (почвен тип, клима и др) и жива средина, т.е. видови кои живеат со дадениот вид и кои можат да имаат важна функција во животниот циклус на дадениот вид.

З

загадување - процес на збогатување со штетни материји на атмосферата (вештачки произведени честички или гасови), на површинските и подземни природни води (со вода користена во домаќин-

ствата, индустриски води, вештачки ѓубрива) и почвата (пестициди, радиоактивни отпадоци, индустриски отпадоци и др).

загатен карст - карстен терен опкружен со водо-непропустливи геолошки формации. Ваквите формации условуваат специфична циркулација на водата, т.е. истекување на карстната издан на најниското ниво на загатот. Терминот е воведен од П.С. Јовановиќ (1924).

земјена пирамида - природен столб изграден од мек супстрат (песочник, лес, туф, ...) подложен на плакнење. На неговиот врв се наоѓа карпест блок од цврста карпа кој го штити растреситиот супстрат непосредно под себе од плакнењето. Со ерозија на околниот, мек материјал, се создава т.н. земјена пирамида.

заштита на природата - секоја постапка во системот мерки што се извршува заради зачувување на биолошката и пределската разновидност.

И

извор - природна површинска манифестација на подземната вода.

иловица - текстурна класа во која почвениот материјал содржи од 7 до 27 % глина, 28 - 50 % прав и 4 % песок.

инверзен релјеф - појава кога тектонските елементи не се сложуваат со постоечките релјефни форми, односно синклиналите ги претставуваат најиздигнатите делови во релјефот.

иницијален релјеф - првенствено се мисли на тектонските (структурни) форми врз кои егзогените процеси градат различни генетски категории и типови релјеф. Иницијален релјеф може да претставува и форма настаната со егзогените процеси која во овој случај ја претставува иницијалната подлога на која се создаваат останати, најчесто со помали димензии генетски типови на релјефни форми.

испарување - процес на губење на водата во вид на водена пареа директно од површината на почвата без учество на растенијата. Испарувањето од растенијата се нарекува транспирација, а сето заедно евапотранспирација.

К

калдера - посебен тип на значително проширен кратер на старите вулкани делумно уништен со млади еропции или по пат на ерозивни процеси. Според тоа, по начинот на постанок калде-

рите се делат на експлозивни и ерозивни. Калдерата најчесто се дефинира како голем кратер чиј прстенест бедем е раскинат и отворен од едната страна. Со тоа калдерата се стекнува со изглед на полумесечина или срп.

калцит - кристал на калциум - карбонат, основна состојка на варовникот. Калцитот има исти хемиски својства со арагонитот, но се создава при пониски температури.

калцификација - замена на примарните (тврди) животински и растителни отпадоци со калциум-карбонат што води кон нивно скаменување - фосилизација.

камен - фрагмент на карпа со дијаметар поголем од 250 mm (2,5 cm).

камен јазик - микрорелјефна форма во периглацијалната зона тесно поврзана со гравитацијата, наклонот на теренот и неговата експозиција. Солифлукциониот јазик завршува со слабо издигнато (повисоко) чело каде има најголемо натрупување на каменести парчиња. Поради пулсирачкото, нерамномерно лизгање, карпестите парчиња кај камените јазик се препокриваат, редат едни над други.

камена река - блоковски материал настанат со лизгање долж основата поради нејзино наизменично замрзнување и одмрзнување. Климатските прилики кои овозможуваат појава на сезонска, т.е. дисконтинуирана пермафрост, присутниот наклон и погодниот петрографски состав претставен со цврсти карпи се основните елементарни предуслови за постанокот на камените реки. Должината на некои камени реки на планината Пелистер изнесува над 2 km, со широчина која достигнува помеѓу 100 и 300 m.

камени ленти - микрорелјефни форми создадени во структурните (мразни) почви кога истите се под одреден наклон. Според *Graf* (1993) ако во почвата е присутна влага од 20 до 25 % камените ленти се создаваат на подлога со наклон над 40°.

камени полигони - финален продукт во создавањето на микрорелјефни форми во мразните (структурни) почви. Камените полигони настануваат со процесот на наизменично замрзнување и одмрзнување на нехомогената почва условено од постојаниот мраз или од мразевите што во дел од годината егзистираат во почвата. Длабочината на навлегувањето на мразот во почвата и неговото времетраење е основниот фактор за создавање на различни форми (прстени, венци, полигони). Камените полигони претставуваат продукт на распределувањето на почвениот ске-

лет во густы камени обрачи, помалку или повеќе тркалезни или хексогонални.

камено море - хаотично натрупани најразновидни мразно раздробени карпести блокови на подлога без поголем наклон. Поради зарамнетиот терен блоковите не се движат туку продолжуваат да се раздразуваат формирајќи карпести полиња, односно камено море. Во Сибир и Северен Урал ваквите појави се нарекуваат *куруми*.

камени прстени - единечни појави во структурните (мразни) почви кои според генезата не се разликуваат од вистинските полигони, односно претставуваат два стаидуми на ист феномен.

карпи - природни заедници на минерални агрегати со одреден минерален и хемиски состав и со одредени структурни карактеристики. Според начинот и условите на постанок карпите се делат на: магматски, седиментни и метаморфни.

карпест гребен - делови на планинските била препокриени со карпести громади. Се одликува со стрмни страни подложни на интензивни геокриогени процеси.

карпест глечер - типично мезорелјефна форма на периглацијалниот геокомплекс. Условите за нивното создавање е во мноштвото можности за постепено раздразување на карпестата маса условено, пред сè, од климатските прилики кои овозможуваат создавање и задржување на мраз во раздробените карпести блокови. Карпестиот глечер може да биде фосилен (создаден во подруги климатски услови) и рецентен во активна фаза на изградување, т.е. споро движење (лизгање) на неговата севкупна маса.

карпеста потковица - мезорелјефна периглацијална форма создадена во внатрешните делови на цирковите, односно во близина на нивните стрмни страни, а поретко и во коритестите долини (фосилни валови). Постанокот им е тесно поврзан со стрмниот карпест отсек од каде го добиваат раздробениот материал но и кој овозможува егзистенција на постојан снежник. Присутноста на снежникот условува раздробениот материал да не се натрупува во подножјето на отсекоот, туку и понатаму, преку снежникот гравитационо се тркала. Со стопување на снежникот, на одредена оддалеченост од карпестиот отсек насобраниот карпест материал останува во форма на потковичест бедем, додека помеѓу него и отсекоот, на местото на некогашниот снежник е присутна вдлабнатина.

карст - термин од словенско потекло со значење *камен* или *каменест крај*. Како научен термин се јавува во средината на XIX век по името на пре-

делот источно од Трст (Словенија). Со овој термин подоцна се означуваат сите морфолошки и хидролошки слични терени. Досега се издвоени повеќе литолошки типови на карст: варовнички, доломитски, гипсен, креден, силикатен, пешчарски, кластокарст, термокарст итн. Морфолошко - хидролошки и генетски типови на карст се: површински, подземни, гол, покриен, фосилен, сипаничав, плиток, длабок, загатен, холокарст, мерокарст, флувиокарст, глациокарст. Издвоени се и повеќе климатски типови на карст: поларен, високопланински, нивален, медитерански, пустински и тропски карст.

карстификација - менување на процесот на флувијалната ерозија и денудацијата со карстен процес. Самиот процес се манифестира со понижување на водата во речните корита и во севкупната карпеста маса и создавање на карстни форми во релјефот.

карстологија - научна дисциплина што се бави со проучување на карстот. За содржината и предметот на проучување на оваа дисциплина постојат различни мислења. По едни карстологијата е дел од геоморфологијата а според други таа е комплексна наука на која карстот и е заеднички предмет на проучување (геологија, геоморфологија, хидрологија, биологија, климатологија, ...).

карстен котел - вдлабнатини во карстот со изглед на пропаст но со помала длабочина, т.е. преодна форма помеѓу вртача и пропаст со вертикални страни на чие дно се задржува постојана снежна маса. Типична појава за високопланинскиот карст.

карстно поле - најголема форма на површинскиот карстен релјеф. Тоа се длабоки, затворени или полузатворени депресии во форма на распространети котлини со зарамнети дна и стрмни страни. Должината на карстните полиња може да изнесува од неколку до над 60 km, додека нивната ширина е помеѓу неколку стотици m до 10 - 15 km. Карстните полиња се јавуваат само во оние области каде карбонатите се со значителна моќност (дебелина), распространетост и со голема чистота. Такви се областите во Динарскиот Карст, на Пелопонез, Турција, Јамајка, Куба, Кина итн.

карстна хидрографија - опис на сите природни води во карстот. Опфатени се: карстните извори, алогените речни текови и понорниците, потоа езера, локви, карстната издан, подземните текови и пештерските езера.

кањон - длабоко всечена долина со речиси вертикални страни. Во однос на длабочината широчината

на кањонот е мошне мала. Надолжниот профил на речниот тек во кањонот се одликува со голем пад, додека самата водна маса во потполност го исполнува дното на кањонот. Должината на Големиот Кањон на реката Колорадо изнесува 320 km. Неговата длабочина на места достигнува над 2.000 m.

квартерна геоморфологија - дел или засебна гранка на геоморфологијата чиј интерес на проучување се законитостите на еволуцијата на релјефот во текот на кварталниот период. Особено внимание се придава на анализата на неотектонските процеси, проучувањето на плеистоцената глацијација и влијанието на климатските промени врз морфогенезата на релјефот.

класа на почви - таксономска единица што обединува група на почви кои имаат еднотипна градба на профилот, т.е. ист редослед на хоризонтите. Пример класа со А - С профил, класа со А - С - В профил.

климатска снежна граница - соодветна средна вредност од неколку или повеќе локални, т.е. орографски (реални) снежни граници. Предноста на утврдувањето на климатската снежна граница е во неограничените можности за споредување иако таа претерано ја симплицира вистинската состојба, т.е. климатската снежна граница не ја одразува површината на вистински заглечерениот простор.

клинсура - длабоко всечена долина со стрмни страни. Клинсурите најчесто се јавуваат во планинските предели но и на високите површи. Речиси сите алогени речни текови што течат низ карстен терен градат клисури.

клиф - стрм карпест отсек кој како сид се издигнува над морскиот (езерски, океански) брег. Клифот се создава со абразивното, рушително делување на брановите кои удираат на брегот. Височината на клифот зависи од релативната височина на иницијалниот брег, додека неговата морфолошка изразеност е во зависност од литолошкиот состав на карпите што го градат брегот.

компаративна долина - долина составена од тесни делови - клисури и проширени делови - речни котлини, флувиоденудациски проширувања или грабенски депресии. Според постанокот се издвојуваат три типа композитни долини. Првиот тип настанува поради различните падови на иницијалниот профил. Вторите поради различната отпорност на карпите (селективна ерозија) додека третиот тип е резултат на локалните тектонски пореметувања долж речната долина.

конгломерат - седиментна карпа составена од заоблени фрагменти.

кора - слој од неколку милиметри до неколку сантиметри образуван на површината на почвата. Кога е сув е покомпактен, потврд и покршлив од почвениот материјал под него.

корација - процес на моделирање на карпестите маси со удари на цврсти честички во помеките карпи. Ваквиот, специфичен процес на моделирање е посебно интензивен во пустинските предели, со дејство на ветровите.

корозија - процес на растварување на карпите. Корозијата првенствено се одвива под дејство на водата богата со јагленова и други киселини. Најизразена е на варовниците, доломитот, гипсот и камената сол. Во зависност од интензитетот и местото каде се одвива и карактерот на самиот процес се разликува: рабна, биогена и забрзана корозија.

конкордантни слоеви - слоеви без поголеми пореметувања што би предизвикало подолг прекин на седиментација, односно меѓусебно паралелни слоеви, без разлика дали се хоризонтални, вертикални или набрани.

космополити - широко распространети организми, речиси на сите континенти но не и на сите места (геополити)

крајбрежна абразивна тераса - дел од крајбрежната тераса блиску до брегот настаната со негово абрадирање, т.е. со назадно поместување на клифот.

крајбрежна акумулативна тераса - дел на крајбрежната тераса кон отворената водна површина создаден со акумулација на абрадираниот материјал.

крајбрежен абразивен релјеф - релјефни форми настанати со непосредно механичко делување на брановите долж брегот. Удирајќи во брегот брановите го раздробуваат и рушат карпестиот материјал, го менуваат изгледот на примарниот релјеф, односно го поместуваат брегот наназад и градат свои релјефни форми.

крајбрежен акумулативен релјеф - со комплексно делување на абразивниот процес, односно со таложење на абрадираниот материјал се создаваат акумулативни релјефни форми. Тие се јавуваат под и над морското (езерско) ниво. Под морското ниво се јавуваат во вид на подморски наносни прагови. Со нивното нараснување (натрупување на наносниот материјал) се јавуваат над морската површина.

криофити - растенија што егзистираат, односно се развиваат во ладна средина (пример на високиите планини).

кристал - минерал со правилна внатрешна градба и правилна надворешна форма. Кристалот има симетрично распоредени гранични елементи; странични површини (правоаголни, триаголни, ромбоидни, ...), рабови кои се разликуваат според должината и острината и агли кои може да бидат триаголни, четворострани итн.

криотурбација - мешање на почвената маса под влијание на мрзнењето и топењето на влагата во нејзе.

ксерофити - растенија што живеат на сушни простори (живеалишта)

Л

лавински коридор - типично нивално - корозивна форма, т.е. патека во релјефот низ која се движи снежната лавина. Долж нејзе е уништена (не постои) дрвенестата вегетација.

лавинско корито - издлабен дел на лавинскиот коридор. При наклон на падината од 25° лавинското корито може да достигне широчина од 10 до 100 - 150 m.

лаколит - свонеста (печуркаста) структурна појава со помали димензии, најчесто до неколку km. Над лаколитот седиментите редовно се засводе-ни. Според тоа, може да се заклучи дека магмата била доста вискозна и неможела да се разлие подалеку во хоризонтална насока, туку го издигнала покривниот дел. Лаколитите често се јавуваат во групи.

лес - фин еолски нанос со жолтеникава боја, со голема порозност и хомоген механички состав во кој доминираат честички со дијаметар до 0,01 mm.

линеарно речно корито - речно корито кое малку отстапува од праволиниското протегање.

лизгалиште - геоморфолошка форма која настанува со моментално раскинување и лизгање на земјиштето долж стрмни падини. Лизгалиштата најчесто се јавуваат ако во подината на растреситите слоеви (обично песочници) се наоѓа глиновит слој наведнат во правец на наклонот на падината. При зголемено натопување со вода растреситите слоеви натежуваат, а вододржливиот глиновит слој набабрува (станува лизгав). Под дејство на Земјината тежа навалжнетите и отежнати слоеви се слизнуваат во вид на тестеста маса долж глиневата подлога.

литичен контакт - контакт (остра граница) помеѓу почвата и тврдиот матичен супстрат - геолошка подлога.

локална долна ерозивна база - најниското ниво кон кое се насочува ерозијата во одредена област. Устието на одредена притока во главната река ја претставува локалната долна ерозивна база за ерозија во сливот на дадената притока.

М

магматизам - континуиран процес во Земјината внатрешност за кој сведочат разните вулкански појави застапени на површината и во внатрешноста (плутонски). Магматизмот како појава е најинтензивен долж океанските и континенталните рифтови, на островските лакови и на активните континентални маргин во зоната на субдукција.

магматски карпи - карпи создадени со консолидација на вжестениот течен растоп (магма или лава). Магматските карпи се делат на три групи: длабински (плутонски или интрузивни), изливни (вулкански или ефузивни) и жични како ограноци на плутонитот. Класификацијата на магматските карпи според нивниот хемиски состав првенствено се однесува на содржината на SiO_2 во карпата. Според содржината на овој оксид карпите се поделени на кисели (содржина на SiO_2 преку 66 %), интермедијални (содржина на SiO_2 од 52 до 66 %) и базични со содржина на SiO_2 помалку од 52 %. По некои класификации се издвојуваат и ултрабазични карпи со помалку од 45 % SiO_2 .

матичен супстрат - материјал од кој со педогенетските процеси е образувана почвата.

меандра - дел на речното корито со форма на затегнат лак. Меандрата се создава поради скршнување на матицата кон еден од бреговите. Нападнатиот брег од матицата се поткопува и странично се поместува а спротивниот брег е благо наведнат и во него се врши акумулација на наносниот материјал. Кај меандрата се разликува теме и врат. Страничната ерозија е најсилна долж вратот на меандрата.

меандерско речно корито - речни корита кои значително отстапуваат од праволиниското протегање, односно се извиткани во форма на буква "S".

меандерски шкрапи - тип на меѓусебно паралелни шкрапски бразди кои меандрираат слично како и меандерските речни корита. Карактеристична појава за високопланинскиот карст.

мермер - кристалеста карпа создадена со метаморфоза на карбонатните седиментни карпи (варовник, доломит) под влијание на високи температури и притисоци. Релјефните форми во мермерите (површински или подземни) не се разликуваат од оние во варовниците и доломитите.

метаморфни карпи - засебна група карпи кои настанале со преобликување на магматските, седиментните или веќе постоечките метаморфни карпи. Најчесто метаморфизмот се врши поради промена на притисокот и температурата. Преобразбата на матичната карпа може да биде структурна, минеролошка и хемиска. Метаморфните карпи се делат на регионално метаморфни, динамо метаморфни и контактено метаморфни.

микроклима - климатски прилики во живеалиштето на видовите, често ограничено на мали делови од биотопот. Шумата, земена како биотоп има своја посебна клима. Во рамките на шумата постојат јасни климатски разлики помеѓу поедини катови (подземен кат, кат на зелјести растенија, кат на грмушки, кат на круни кај високите дрвја) Секој од овие простори (катови) има своја посебна микроклима, значајна за организмите што ја населуваат.

микрорелјеф - морфометриска класа на разни генетски типови релјефни форми (шкрапи, бразди, камени стапалки, пустинско саќе итн).

минерал - релативно хомогено тело, т.е. хомоген физичко - хемиски дел на Земјината кора кој има правилна внатрешна градба, или покажува тенденција таквата градба да ја оствари. Постојаното воведување нови методи за испитување на минералите овозможува нивно сè подобро разликување. Денес се познати околу 4.000 различни видови минерали.

мониторинг - мерење, следење, оценка и контрола на состојбата на природата, односно на компонентите на биолошката и пределска разновидност.

морфографија - опис на релјефните форми.

морфогенеза - утврдување на потеклото, начинот на постанок и морфолошката еволуција на релјефот.

морфологија - генетска класификација на релјефните форми.

морфометрија - утврдување на метричките вредности на релјефните форми.

морфохронологија - утврдување на староста на релјефот и на неговите елементарни форми.

моногенетска долина - речна долина изградена само со дејство на речната ерозија.

моногенетски форми - релјефни форми изградени под дејство само на еден тип на ерозија. Таков е примерот со песочните дини изградени исклучиво со еолска ерозија, или пак, речната долина всечена исклучиво со речна ерозија.

монофазна долина - континуирано, без прекин всекување на речната долина со вертикална ерозија. Кај ваквиот тип (монофазни) долини не се јавуваат речни тераси.

монофазни форми - релјефни форми во чија морфолошка еволуција не постојат одредени стадиуми. Такви се речните долини кои се резултат на континуирано всекување без прекин и странични проширувања, односно без создавање на речни тераси.

морена - карактеристична форма на акумулативниот глацијален релјеф. Морените имаат изглед на засводени возвишенија во вид на издолжени ридови. Изградени се од еродиран глечерски материјал нанесен долж страните и на крајот на глечерската долина, на место каде доаѓа до топење на мразната маса.

мразно раздробување - најсилен фактор на физичкото раздробување на карпите. Се јавува како последица на замрзнување на водата во пукнатините на карпите. Со замрзнување водата преоѓа во цврста агрегатна состојба, односно во мраз чиј волумен е 9 до 11 % поголем во однос на основната водна маса. Во колку температурите се пониски и притисокот на мразот е поголем. Најголема вредност има на -22°C . Ако температурата се спушт и под оваа вредност притисокот на мразот опаѓа.

мрежести шкрапи - корозивно проширени пукнатини на компактна карбонатна карпа со претежно хоризонтална површина. Мрежестите шкрапи се сечат под различен, но првенствено под прав агол.

Н

навлака - структурна единица на литосферата во која слоевите кои примарно биле еден до друг се наоѓа еден над друг. Самите навлаки најлесно се препознаваат кога младите карпи се подвлечени под старите, или пак, старите се преместени над помладите. На навлаката најчесто и претходи бора или реверсен расед. Тие, понатаму под влијание на засилени еднонасочни движења преминуваат во навлака.

надолжен речен профил - линија повлечена од извориштето до вливот на реката. Анализирањето на надолжниот речен профил овозможува правилно сваќање на условите под кои се врши флувијалниот ерозивен процес во кој и да е дел на речното корито.

нанос - депозит натрупан на површината како резултат на пренос и таложење од физичка, хемиска или биолошка природа. Материјал што се јавува во суспензија (маток) или е наталожен од суспензијата (тиња).

напуштено речно корито - речно корито во кое од разни причини водниот тек не постои (карстификација, меандрирање, аридизација на климата итн).

нек - истакнат, масивен столб, последен сведок за некогашниот вулканизам и вулкански релјеф. Некот е резултат на далеку одминат стадиум во морфолошката еволуција на палеовулканската купа, кога истата е сосема разнесена со ерозија. Со тоа во релјефот заостанува столб (нек) на оцврснетата лава консолидирана во некогашното гротло.

неоендемити - млади, тукушто настанати ендеми. Ограниченоста на нивниот ареал е последица на младоста на таксонот кој не успеал да се распространи на поголема површина, но кој најчесто се наоѓа во процес на ширење на својот ареал.

нивација - деградација на карпите и почвениот супстрат под влијание на снегот, особено кај постојаните снежинци или снежниците со продолжително времетраење.

нивационен цирк - полукружна релјефна форма со доволно крути страни и благо дно. Основен фактор во создавањето на нивационите или крионивални - снежнички циркови се примарните вдлабнатини во кои задржувањето на снежната покривка има продолжително траење. Ваквото нешто е поврзано со погодната орографија (заветрена вдлабнатина), експозицијата и ветровата акумулација на снегот, условено од правецот на доминантните зимски ветрови.

О

оаза - помала територија со посебен тип што се наоѓа внатре во поголема територија од друг тип.

оксидација - делување на кислородот растворен во вода кога двовалентните соединенија на железо се претвараат во тривалентни. Така магнетитот (Fe_3O_4) преоѓа во хематит (Fe_2O_3). Многу седиментни карпи (песочници, пешчари, глини,

лапорци) се обоени со темнокафеава или црвеникава боја што покажува дека се изложени на оксидација.

органоген брег - засебен генетски тип на брег создаден од скелети и остатоци на организмите. Во зависност од начинот на постанокот ваквите брегови се делат на зоогени и фитогени. Зоогените брегови настануваат во крајбрежниот појас со нараснување на коралните колонии (корални варовници), додека фитогените брегови настануваат со нараснување на бујната вегетација во плитководниот крајбрежен појас (пример мангров брег).

органогено (биогено) распаѓање - процес на раст-варање на карпите под влијание на киселините што ги лачат растенијата (алги, мовови, корења, ...) или киселини создадени со распаѓање на органските материи.

орографска снежна граница - снежна граница на соодветно глечерско жариште, или пак, на одредена засебна локација (падина, експозиција). Поради зависноста од динамиката на релјефната природа орографската (реална) снежна граница и на мали растојанија значително осцилира.

орогенеза - тектонски движења кои во одреден временски период вршат крупни промени во структурата на кората. Тие ги пореметуваат постоечките меѓусебни односи на слоевите и создаваат нови структури и морфолошки се манифестираат. Нивна последица е и создавањето на набрани планински венци.

орографски фактори - засебна категорија на абиотски фактори кои ги опфаќаат релјефните особености: надморска височина, наклон на теренот, експозиција, степенот на расчленетост на релјефот и др.

остенек - заостанат, осамен карпест столб со височина од неколку m до повеќе десетина m. Во далеку одминатиот ерозивно-денудационен процес остенците може да бидат поткопани и да станат лабилни, односно може да балансираат.

П

палеовулкански релјеф - фосилен вулкански релјеф морфолошки интензивно изменет со процесот на ерозија. Последниот стадиум во морфолошката еволуција на вулканскиот релјеф е претставен со потполно уништување на формите на палеовулканскиот релјеф. На неговото место се создава квалитетно нов ерозивен релјеф.

палеоендеми - ендеми кај кои ограниченоста на ареалот настанала со намалување на стариот, најчесто поширок ареал. Ваквиот ендемизам се означува и како реликтен или конзервативен.

параклаза - пукнатина со големи размери долж која е вршено поместување на слоевите (раседна пукнатина).

патамоген брег - брег создаден со речен нанос (делта, плавина, алувијален нанос).

педосфера - сите почви во природата. Површински слој на Земјата во кој се образувани почвите или во кој се одвиваат педогенетските процеси.

педоклима - клима на почвата (температура, влажност и сл) што битно се разликува од атмосферската клима иако во голем степен зависи од неа. Педоклимата директно влијае врз почвените процеси.

педологија - наука за почвите.

пејсаж - мозаик на повторливи екосистеми во дадена географска област.

предел - просторно дефинирана територија со карактеристичен мозаик на меѓусебно зависни екосистеми кои може да бидат или биле предмет на специфични активности. Пределот со низа, видливи особености на релјефот, составот и распоредот на растителниот свет, или пак, според антропогената динамика се разликува од соседната територија. Развојот на пределот е под влијание на природните и антропогени фактори или со комбинација на двата.

природа - севкупната биосфера која опфаќа делови од литосферата, атмосферата и вкупната биосфера во која се вклучени компонентите на биолошката разновидност, живеалиштата, геолошките формации, минералите и фосилите, како и другите физичко-географски појави на Земјата.

природно богатство - секој изворен составен дел на природата (растение, габа, животно, минерал, фосил, вода, почва и т.н.)

природен ресурс - секој составен дел на природата кој човекот го искористува за остварување на економски цели.

природно наследство - делови на природата и локалитети кои се состојат од геолошки, физичко-географски или биолошки формации или група на такви формации кои имаат исклучителна вредност од естетска, конзервациска или научна гледна точка. Природното наследство може да биде заштитено подрачје, строго заштитен или заштитен див вид, карактеристичен минерал, фосил, пештера и т.н.

петрологија - еден од фундаменталните делови на геологијата чиј интерес е начинот на појавување, постанокот, составот и класификацијата на карпите.

песок - карактеристичен супстрат, нанос или седимент со димензии на единечните фракции од 0,002 до 0,2 mm (ситен песок), од 0,2 до 2,0 mm (крупен песок) и од 2,0 mm до 2,0 cm - чакал. Песокот е водопропустлив, т.е. не задржува вода и во сува состојба е сипкав.

периглацијален релјеф - комплекс на релјефни форми (нивациони, криотурбациони, солифлукциони) создадени во поларните (тундрови) и високопланинските региони.

периглацијална зона - предел (област) на големите географски широчини со средногодишни температури од -1°C до -3°C и со годишни талози до 1.000 mm. На високите планини периглацијалната зона главно се протега помеѓу горната граница на шумите (нејзина долна граница) и снежната граница (горна граница на периглацијалната зона). Основна одлика на периглацијалната зона е отсуство или минимизирање на флувијалниот и глацијалниот елемент а доминација на снежно-мразните процеси.

пештера - природна појава (празнина) во подземјето на карстот со претежно хоризонтално протегање. Пештерите во основа се делат на прости, изградени од еден канал или подземна просторија и сложени пештери со повеќе канали и проширувања (пештерски сали). Пештерите може да бидат поделени според начинот на постанок (структурни, ерозивни), хидролошката функција (суви фосилни, речни активни) и останатите индивидуални карактеристики.

пештерски влез - отвор на пештерата создаден со ерозивни процеси долж пукнатини или со процесот на уривање. Може да постојат повеќе пештерски отвори, при што, како главен се смета најголемиот по димензии.

пештерски канал - дел од пештерата со помалку или повеќе праволиниска положба. Создавањето на пештерските канали е долж тектонски пукнатини со механичка и хемиска ерозија на водата. Должината на пештерскиот канал повеќекратно ја надминува неговата широчина и височина. Во зависност од големината и формата во еден пештерски систем се разликуваат: главен, странични и слепи канали.

пештерски систем - сплет на меѓусебно поврзани пештерски канали и пештерски сали. Димензиите на пештерските системи може да изнесуваат

повеќе десетици km со разгранети канали обично на повеќе нивоа.

пиратерија - завлегување на поголем водотек во соседен слив и преземање на неговите надводни речни текови во басенот на својот слив.

плавина - наносен речен материал во форма на купесто возвишение во подножјето на долинските страин. Плавините настануваат на места каде транспортната моќ на водотекот брзо опаѓа, односно на места каде стрмните корита на страничните притоки влегуваат во долинската рамнина на главната река.

планинска глацијација - глацијација на планините над снежната граница. Основен морфолошки тип на планинската глацијација се долински глечери.

плазеви - сраснати сипари чии горни и долни рабови се речиси паралелни. Ситниот карпест материјал се натрупува во горните додека покрупните дробини во долните рабови на плазевите. Со нараснување на плазевите се намалува наклонот на иницијалниот релјеф на падината.

плутонизам - длабински, интрузивен магматизам, т.е. консолидација на магмата во слоевите на Земјината кора. При своето движење кон површината магмата може да се втисне во слоевите на Земјината кора и тука да оцврсне без нејзино излевање на површината.

подземна карстна хидрографија - збир на сите подземни водни текови во карстот. Хидрографската мрежа во подземјето на карстот се состои од повеќе меѓусебно поврзани или независни хидрографски системи.

полигенетски форми - релјефни појави во чие изградување учествувале два или повеќе типа на ерозија. Пример за полигенетска релјефна форма може да биде карстното поле во чие создавање учествувале абразијата, флувијалната и карстната ерозија.

полигонални почви - мразни, структурни почви во поларните региони и на високите планини во кои со процесот на криотурбација се создаваат камени полигони.

полиморфија - морфолошка разновидност на истородни релјефни форми. Речната тераса всечена во карпи со различна отпорност може да има различни димензии и распространетост. Во цврстите карпи е сосема тесна, додека во меките седиментни карпи може да има голема широчина. Како причина за полиморфијата овде се јавува геолошкиот состав.

полифазни форми - релјефни форми чиј развиток минал низ повеќе последователни фази. Речната долина во која се јавува серија на речни тераси говори дека во својата еволуција долината минала низ различни фази на вертикално всекување и странични проширувања. Секоја од речните тераси претставува одредена фаза во изградувањето на речната долина.

понор - отвор во кој се губи постојан или повремени водотек. Според тоа, понорот може да биде активен или фосилен, т.е. надвор од хидрографската функција.

понорница - површински воден тек во карстот кој се губи во еден или повеќе понори. Понорниците најчесто се јавуваат во карстните полиња. Тие ја претставуваат основната површинска хидрографија на карстот.

поткапина - мала просторија создадена со рабна корозија во подножје на карпест отсек. Сразмерно на својата должина поткапините имаат голем влез (отвор). Поради тоа, дневната светлина продира до нивните крајни делови.

почва - посебен, самостоен и сложен - специфичен површински слој на Земјата кој содржи хумус настанат како резултат на заедничките (взаемни) дејства на процесите во литосферата, атмосферата, хидросферата и биосферата.

прав - преод помеѓу песокта и глината кој претежно се добива со физичко распаѓање. Правот се одликува со високо капиларно качување на водата. Неговите единечни фракции се со димензии од 0,002 до 0,02 mm.

превал - снижен дел на планинскиот гребен (срт). Превалите обично се наоѓаат на места каде се јавуваат два, еден наспроти друг речни текови.

пропаст - вертикален канал во карстот со длабочина поголема од неговата широчина. Ваквите канали може да бидат широки од неколку десетина cm до неколку десетици m, додека длабочината може да им достигне и над 1.000 m. Пропастите се карактеристични за зарамнети и моќни (дебели) карбонатни маси. Во зависност од формата на каналите пропастите се делат на: бунарести, инчести, свонести, свекари, бездни и скалести пропасти. Според начинот на постанок може да бидат: корозивни, понорски, сифонски, тектонски и создадени со процес на уривање. Според хидрографските особености се делат на: суви, хидрографски активни или понорски, како и снежни и мразни.

Р

расед - структурна единица настаната со издигнување, спуштање или надолжно поместување на делови од литосферата долж пукнатина која се нарекува параклаза. Раседите настануваат како последица на експанзија, гравитација и компресија или со нивна комбинација. Параклазите може да бидат исправени или наведнати под различен агол. Кај раседот се разликуваат рамнина на раседнувањето, крила на раседот, скок и од на раседот. Кај вертикалните раседи одот не постои. Обично се разликуваат три основни типа на раседи: нормален, реверсен и хоризонтален.

раседни (громадни) планини - генетски тип на планина чиј постанок е врзан за радијалните тектонски движења. Нивна осниовна структурна форма е хорстот. Словите кај хорстот може да бидат хоризонтални или пореметени. Во колку се хоризонтални или благо набрани таквиот хорст се нарекува плоча или табла, а во колку слоевите се пореметени се нарекува масив или маса. Тоа се и двата типа на громадни или раседни планини.

распаѓање - процес на хемиско преобликување на карпите под дејство на различни агенси (гасови, киселини, ...) кои се наоѓаат во воздухот, почвата и водните раствори. Ако ваквите настани се предизвикани со делување на организмите процесот се нарекува органогено (биогено) распаѓање.

раздробување - физичко (механичко) дробење на карпите, почнувајќи од крупните карпести блокови па сè до финиот песок и прашина.

ребрести шкрапи - паралелни жлебови наведнати во правец на најголемиот пад на карбонатната маса. Генерално земено колку е пострмна подлогата на која се создаваат и нивните жлебови се повеќе паралелни.

регресија - повлекување на морето од копното. Се јавува како последица на орогенетски движења (издигнување на структури од пошироки размери), или при глобални климатски промени (појава на глацијација). При регресија поради повлекување на крајбрежната линија преку седиментите на длабоководната фација (мил, глина) се таложат слоеви карактеристични за плитки води и крајбрежни делови (чакал, груб песок).

речен остров (ада) - форма на флувијалниот акумулативен релјеф настаната со таложување на речниот нанос. Речните острови обично се создаваат во коритата на големите рамничарски реки кои имаат сосема мал пад но носат големи количества ситен материјал. На места каде во коритото

од некои причини се смалува механичката сила на реката доаѓа до таложeње на наносниот материјал во вид на подводен гребен. Со неговото нараснување над нивото на речниот тек се создава речен остров. Создавањето на речните острови може да биде резултат и на меандрирање на реката, поради нејзино раздвојување во сопствениот нанос. Речните острови се издолжени во правец на водниот тек. Имаат мала релативна височина и најчесто се обраснати со вегетација.

речен слив - посебен елемент на флувијалниот релјеф, т.е. површина на речен систем ограничена со вододелница. Басенот на речниот слив претставува одредено морфолошко обележје, односно пределно-морфолошка целина во рамките на која со речната ерозија се изградуваат флувијални релјефни форми.

речна долина - елементарна форма на флувијалниот релјеф создадена со всекување на речниот тек. Морфолошки елементи на речната долина се дно во кое се всекува речното корито и страни кои се издигнуваат над дното во форма на отсеци или благи падини. На поголемите падови, поради делување на вертикалната ерозија (обично во изворишните, планински делови), речната долина има форма на латинската буква "V". На малите падови, каде главно делува страничната ерозија и акумулацијата, дното на долината е широко и зарамнето.

речна тераса - елементарна форма на ерозивниот флувијален релјеф. Речните тераси претставуваат зарамнини всечени на страните на речните долини. Терасите означуваат одредени стадиуми во морфолошката еволуција на речната долина.

речно корито - елементарна форма на флувијалниот ерозивен релјеф. Речното корито претставува вдлабен коритест дел всечен во правец на најголемиот пад на теренот. Морфолошки елементи на речното корито се дно и страни на речното корито. Дното го претставува подинскиот дел на коритото. Се одликува со немирна пластика и на него се забележуваат разни вдлабнатини и прегради (возвишенија). Страните на коритото се под вода и претставуваат делови на коритото помеѓу дното и брегот. Страните на коритото и брегот може да бидат стрмни или благо наведнати. Самото речно корито може да биде всечено во оголена карпеста маса или во растресит супстрат. Неговата форма е најмногу во врска со неговиот пад.

рефугиум - затскриено место: увала, речна долина (клисура), пештера и сл. На ваквиот простор многу видови нашле свое скривалиште (живеалиште) за време на глацијацијата, повлекувајќи

се пред глечерите што надоаѓале (се проширувале) од север, или пак, се спуштале од високи планини.

реликт - вид, остаток на некогашната (древна) флора или фауна. Речиси е правило реликтните видови некогаш да имале поширока распространетост. Во сегашно време на реликтните видови надворешните прилики често не им одговараат во потполност. Ваквите видови имаат изолирана популација во системот. Немаат блиски (сродни) видови и со другите видови не се поврзани со преодни форми.

С

сатеска - кратка, со мала должина, обично до неколку km клисура.

седиментни карпи - карпи настанати од продукти на хемиска и механичка преработка на претходно создадените магматски, метаморфни или седиментни творби. За да дојде до создавање на цврста седиментна карпа потребно е сукцесивно да се остварат неколку услови; површинско распаѓање (раздробување или растварање), транспорт, таложeње (седиментација) и дијагенеза (оцврстување). Како база за класификација на седиментните карпи се зема сличноста во начинот на нивниот постанок. Седиментните карпи, според тоа, се делат на: кластични создадени од раздробен карпест материјал, органогени настанати во содејство на организмите од растително или животинско потекло и хемиски (минералогени) настанати со лачење од соодветен раствор.

синклинала - коритест (конкавен) дел на бора. Јадрот или дното на синклиналата се состои од најмлади наслаги.

синклинориум - комплексно набрана целина со повеќе антиклинални и синклинални творби кои така групирани сочинуваат засебна структурна форма.

сипар - купесто возвишение на дното на стрмна падина создадено со натрупување на раздробен материјал. Кај сипарите најкрупниот карпест материјал се натрупува долж најнискиот раб на сипарската купа, додека најситниот е на нејзиниот врв. Горниот дел на падината, т.е. браздата низ која се движи но која и ја создава раздробениот карпест материјал се нарекува точило.

склад (сил) - интрузивно тело со помалку или повеќе плочеста форма втиснато меѓу слоевите на седиментите. Неговата дебелина силно варира, од неколку cm до 1 km, додека должината може да му достигне и повеќе km.

слизнат блок - карпести блокови кои поради специфичните услови на периглацијалната средина се движат - лизгаат во интервали. Движењето се одвива по најкраткиот пат на падината, односно во правец на најголемиот наклон. При погоден наклон на падината и нејзино наизменично замрзнување и одмрзнување, обично во пролетниот период присутните блокови се лизгаат (движат). Тие зад себе оставаат трага во вид на бразда, додека на предната страна се формира челен бедем од материјалот што блокот го турка. Во зависност од условите на локалната средина кај слизнатите (ползечки) блокови може да се јават одредени специфичности во начинот на нивното лизгање (движење). Тоа резултирало да се изврши и нивна соодветна класификација.

слободни меандри - меандри во плитко всечени корита на низиските и рамничарски реки кои имаат исклучително мал пад и течат во меки (растерсисти) седименти. На ваквите простори меандрите се развиваат речиси без прекин.

слоеви - секундарни структурни елементи настанати како резултат на кратки прекини или на мали промени на приликите во кои седиментацијата се одвивала. Кај седиментните карпи поставеноста на слоевите примарно се доближува кон хоризонтална положба. Во најголем број случаи наведнатоста или свитканоста на слоевите е резултат на последователни тектонски процеси. Слојот е ограничен не само вертикално туку и хоризонтално. По правило слоевите се со поголема хоризонтална распространетост отколку со вертикална моќност. Хоризонталното протегање ја одразува површината на просторот во кој слојот настанал како продукт на одредени услови. Слојот престанува таму каде таквите услови не биле присутни. Според моќноста (дебелина) слоевите се делат на: лист (со дебелина под 5 mm), плоча (помеѓу 5 mm и 5 cm), слој (од 5 cm до 60 cm) и банк (од 60 cm до 2 m). Масивните карпи имаат дебелина на слоевите над 2 m.

снежник - снег што се задржува повеќе години во широки вдлабнатини на планинските падини (постојан снежник). Снежниците може да се одржат и под снежната граница, особено во вдлабнатините на осојните страни на падината.

снежна граница - зона или појас со различна ширина помеѓу областа каде снегот постојано се задржува и областа каде доаѓа до негово сезонско топење. Под снежна граница обично се подразбира и поширок или потесен појас на глечерот кој одвојува два функционално различни простори; собиен, повисок дел, кој може да биде и затскриен простор каде снегот (мразот) се одр-

жува во текот на целата година и втор, редовно понизок дел, подложен на сезонска аблација. Снежната граница може да се дефинира и како место каде се воспоставува рамнотежа помеѓу топењето и сезонското, или летно задржување на снежните врнежи во подолг временски период. Снежната граница е сложена, динамичка појава чии осцилации се од големо значење за севкупниот био и геодиверзитет и физиономијата на одреден простор.

солифлукција - бавно преместување (лизгање) при одреден наклон на слој вискозна почва заситена со вода. Тоа е резултат на топењето на претходно замрзнатата вода во почвата.

спелеологија - наука за подземните карстни форми, односно за нивната генеза (постанок), еволуција (развиток) и распространетост. Развивајќи се спелеологијата станува се покомплексна, мултидисциплинарна наука чиј интерес, покрај самата морфогенеза е проучувањето на пештерските седименти, водните појави во нив, климатските карактеристики, присуството на рецентна фауна, фосилните остатоци и трагите од човековите активности (културни остатоци).

средина - севкупност на физичките, хемиски и биотски услови што ги опкружуваат организмите.

сталагњат - споен сталактит и сталагмит во една целина во вид на пештерски столб. Во руската литература се нарекува сталагњат.

сталактит - подземна акумулативна карстна форма создадена со таложење на калциум-карбонат на пештерскиот таван, на место на водопродна пукнатина низ која дотекува (се слива) вода капница. На напречниот пресек, во средината на сталактитот се забележува тесен канал околу кој концентрично се наталожени калцитски слоеви.

сталагмит - подземна акумулативна карстна форма создадена со таложење на калциум-карбонат на дното на пештерската просторија, на место на капење на водата од пештерскиот таван (или од врвот на сталактитот). На напречниот профил на сталагмитот се забележува концентрична структура.

стапалка (чашка, лочка, каменица) - мала, тркалезна вдлабнатина на релативно зарамнета и гола карпеста површина. Лочките обично имаат пречник од неколку десетина cm и длабочина најчесто помеѓу 10 и 20 cm. Нивното дно е рамно додека сидовите им се превисни, т.е. отворот им е помал од дното. Настануваат со засилена корозија на стоечката атомсферска вода која непосредно паѓа или се слива кон иницијалната депресија на компактната карпеста маса. На дно-

то на стапалката се создава хумусен супстрат со насобирање на мов, лишаи и нанесени листови. При секое влажнење се активира биокорозиониот процес што и ја условува зарамнетоста на дното. Рабната корозија ги поткопува страните на карпестите сидови и ја проширува стапалката. Во зависност од формата и еволутивниот стадиумот стапалките може да преминат во котлести и коритести вдлабнатини со димензии и до неколку m. Ваквите микрорелјефни форми главно се карактеристични за карбонатните и магматските карпи.

структура на карпите - физичката градба, т.е. условите на меѓусебните односи на зрната (големина, форма) што ја изградуваат карпата без разлика на нивниот минерален и хемиски состав. Според димензиите што ги имаат зрната карпите обично се делат на грубозрнести, крупнозрнести, среднозрнести и ситнозрнести.

сува долина - долина во карстот без речен тек, надвор од хидрографската функција. На нејзиното дно се забележуваат, т.е. се создаваат понори и вртаци.

T

тиња - материјал (седимент) со средна или фина текстура (прав, глина) и зголемена влажност. Остаток по повлекување на водите од поплава.

текстура на карпите - просторен распоред на состојките. Кај магматските карпи е опфатена внатрешната исполнетост на магматската маса. Кога сите состојки на карпата се распоредени рамномерно и даваат хомоген склоп тогаш карпата има масивна или хомогена текстура. Кај магматските карпи постои шкрилава, плочеста (лушпеста), флуидна, меуреста и мандолеста текстура кога шуплините подоцна се исполнети со некои од секундарните минерали. Текстура на седиментните карпи е со крупни форми. Нивна основна текстурна карактеристика е слоевитоста. Според распоредот на состојките кај метаморфните карпи може да се издвојат повеќе текстури: шкрилеста, лентеста, окцеста, боби-честа, масивна и инјекциона.

тектоника на плочи - теорија која во основа подразбира постоење на хоризонтална енергија што ги покренува плочите да се судруваат или да се раздвојуваат. Механизмот со кој се објаснуваат ваквите процеси се конвекциските струења. По оваа теорија, преку горниот дел на обвивката, т.е. полутечната астеносфера, лежи цврста океанска или континентална литосфера. Оваа “лушпа” на Земјата е поделена на повеќе фраг-

менти (плочи) кои се движат во различна насока и со различна брзина.

травертин - седиментна карпа настаната со таложење на калцит поради испарување или разбурчжување на водата кај карстните врutoци и извори, како и во коритата на површинските или подземни реки. Травертинот има масивна градба и обично е лентест.

трансгресија - наидување на водата на копното како последица на орогенетски движења (спуштања на структури од пошироки размери) или поради глобалните климатски промени (завршување на лацијална фаза). Трансгресиите кои се случиле во геолошкото минато може да се забележат според присуството на базални конгломерати со кои започнува одделна седиментна серија. Тие настануваат како последица на наидувањето на водата на копното, при што, силните бранови ги раздробуваат карпите. Раздробениот материјал се движи (тркала) преку цврстата подлога и се заоблува. Кога наидувањето на водата на копното е веќе остварено продолжува нормална седиментација.

тревни тераси - скалести бедеми изградени на благо наведнати падини на високите планини. Тревните тераси претставуваат површински одраз на мразните процеси во приповршинските слоеви (пластови) препокриени со лентовидно раскината густа тревна растителност.

троглобионити - прави пештерски организми потполно прилагодени на пештерските услови (одсуство на светлина, висок степен на релативна влажност, извонредно мала колебаивост на температурата и често голем недостаток на храна). Не можат да се одржат во услови надвор од пештерата.

троглофили - организми на кои добро им одговараат пештерските услови, но не се исклучиво врзани за пештерите.

троглосени - организми кои во пештерите се наоѓаат повеќе случајно, при бег од непријателските видови, во потрага по плен, или поради големо влошување на атмосферските прилики (силни ветрови, врнежи, многу ниски или превисоки температури и сл.).

тресет - органски седимент образуван со разложување во анаеробни услови на растителни остатоци *in situ* во услови на заситеност со вода.

туфур - могилки со дијаметар помеѓу 40 - 60 cm, ретко до 100 cm и височина од околу 50 cm. Типично периглацијална микрорелјефна форма во тундровите и високопланински предели. При

проучувањето на исландските терени (почеток на XX век) за ваквите форми е земен локалниот термин “thufa” (туфур), што е главно прифатен и како интернационален.

У

увала - поголема затворена депресија во карстот со пречник од неколку стотина m до 1 - 2 km. Увалата може да се земе и за преодна форма помеѓу вртачите и карстните полиња. За разлика од карстните полиња дната кај увалите обично се брановидни (не се зарамнети). Увалите може да се создадат со сраснување на вртачи, со селективна ерозија на водонепропустливите партии во карбонатната маса, со скарстување на речна долина, како и со тектонски раседнувања.

Ф

фауна - севкупност на животинските видови во една област.

физичко раздробување - просто, механичко дробење (ситнење) на карпите од најголемите блокови до најситните честички. При физичкото раздробување не се менува хемискиот состав на карпите туку се менуваат само литолошките карактеристики, т.е. од карпестите блокови настануваат дробини, песок и прав.

фитоценоза - природен збир на растенија групирани на одреден начин во текот на долготраен историски процес на взаемна борба и прилагодување

флора - севкупност на растителните видови во одредена област.

флувијален релјеф - засебен генетски тип на релјеф на Земјината површина изграден со ерозија на реките кои течат кон најголемиот пад на теренот под влијание на Земјината тежа.

флувиокарст - релјеф карактеристичен за терени составени од растворливи (карбонатни) и нерастворливи карпи. Кај флувиокарстот истовремено постои процесот на плакнење (денудација) на падините и понирање на водата, т.е. карстификација.

фосилна долина - дел на речната долини низ кој денес не протекува воден тек. Претставува реликт, т.е. морфолошки фрагмент на некогашниот единствен хидрографски систем. Во класификацијата на фосилните речни долини се издвојуваат: прадолини, уади, преграбенски, пира-териски, суви карстни, потопени и субмарински (подморски) долини.

фосилен цирк - цирк изграден во текот на глацијалната фаза. Се забележуваат во сите планински области кои биле зафатени со плеистоцена глацијација.

Х

хелектит - калциум-карбонатна творба, првенствено сталактит, развиен во форма на сложени радијално распоредени израсстоци. Појавата е резултат на кристализацијата на арагонитот иако се сретнуваат и калцитски хелектити.

хемиско распаѓање - се манифестира преку раст-варање на карпите а потоа преку оксидација и хидратација. Најмоќен агенс на хемиското распаѓање се површинските и подземните води во кои се растворени јагленовата киселина и кислородот од воздухот. Интензитетот на хемиското распаѓање (како општ процес) во основа зависи од климата. Најсилното хемиско распаѓање се јавува во услови на влажна тропска клима. Најсилно е на површината а со длабочина неговиот интензитет опаѓа, што зависи и од геолошкиот состав на карпите. Во природата не постојат карпи што се апсолутно отпорни кон растварачкото делување на водата. Меѓу нив има такви кои се значително растворливи (пример карбонатни карпи) и такви кои се сосема малку растворливи.

хидратација - делување на водата која влегува во составот на молекулите на поедини минерали. Така аугитот од дијабазите и габро-преоѓа во хлорит, хлоритот со соединување на молекулите на вода преоѓа во лимонит, алумосиликатите даваат глина, гранитот дава глиновита материја каолин итн. Најпознат пример на хидратација во природата е преодот на анхидритот во гипс.

хоризонтални тектонски движења - орогенетски движења настанати со делување на страничните притисоци. Тие ги набираат слоевите на површината и во внатрешноста на Земјината кора. Со хоризонталните притисоци и потисоци настануваат тектонски структури кои се земаат за иницијални (примарни) појави во релјефот.

хорст - позитивна структурна форма настаната со странични раседнувања на одреден блок. Неговиот средишен дел останал на својата првобитна височина додека околните делови се спуштиле. Хорстовите може да се создадат и со издигнување на блоковите долж паралелни раседи, при што, околните структури остануваат непопретени, но и со општо издигнување. Во последниот случај одделни блокови се издигнуваат побр-

зо, додека останатите заостануваат во процесот на издигнувањето.

Ц

цирк - широка вдлабнатина во форма на амфитеатар. Карпестиот раб на циркот најчесто е претставен со запчест гребен кој го обиколува од три страни. На четвртата страна циркот е широко отворен кон планинското подножје. Дното на циркот е преиздлабено. Поради тоа, неговата отворена страна кон планинското подножје обично претставува карпест праг.

циркнен глечер - глечер сместен во циркот, практично сведен на мразната маса која се наоѓа во него. Поради близината на снежната граница циркниот глечер се топи на излезот од циркот.

црвеница - литогено - климатоген тип на почва. Покрај образувањето врз карбонатен супстрат, климата (медитеранска, субмедитеранска) придонесува за нејзиното одржување и еволуција. Ваквите почви ретко формираат континуирана почвена покривка. Најчесто се јавуваат во вид на дамки на позарамнетите делови на карстниот релјеф, како и во вртачите, увалите и карстните полиња.

Ч

челна морена - морени на крајот на глечерот, т.е. на местото каде глечерот завршува (се топи). Челната морена е во форма на лаковиден наносен

бедем кој го опкружува крајот на глечерот, т.е. ја преградува глечерската долина. Нивната должина зависи од широчината на валовот и од челото на глечерот. Имаат височина од 50 до 100 m, додека широчината им изнесува повеќе десетина m.

Џ

џиновски лонец - вдлабнатина на дното на речното корито настаната со вртложни движења на водата и корозивно-ерозивното делување на материјалот што таа го носи. Џиновските лонци може да имаат различни димензии, но најчесто се длабоки до 1 m. Сидовите им се мазни, речиси полирани, а на нивните дна се јавува чакалест материал и други покрупни карпести парчиња.

Ш

шкрапа - мала бразда на гола карпеста површина создадена со сливање (корозија) на атмосферската вода. Шкрапите обично не се јавуваат единечно, односно најчесто имаат густо распоредени и паралелни шкрапски бразди помеѓу кои се наоѓаат шкрапските рабови. Рабовите на шкрапите може да бидат заоблени (чебељ) и остри (сеченици). Според изгледот и еволутивниот стадиум шкрапите се делат на: музги, жлебести, користести, меандерски, бунарести итн.

шкрапар - тешко преоден терен во голиот карст избразден со шкрапи и бројни пукнатини.



Проф. д-р Драган Колчаковски е роден во Скопје (23.06.1958 г.) каде и дипломирал на Географскиот факултет на тема *Природно - географските карактеристики на Кадина Река* (1982). Во 1991 година магистрирал на тема *Крашки релјеф Скопске Котлине* на ПМФ во Белград, а во 1996 година ја одбранил докторската дисертација под наслов *Морфогенетски процеси и нивните релјефни форми на планините Јабланица, Стојово, Стара Галичица и Пелистер* на ПМФ во Скопје.

Во 1984 година, Драган Колчаковски се вработува на Географскиот факултет во Скопје. Во 1993 година е избран за асистент на ПМФ, а во 2006 година за редовен професор на Природно - математичкиот факултет на Универзитетот „Св. Кирил и Методиј“ во Скопје.