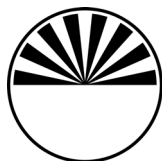


ВЛАДИМИР ГЕОРГИЕВ

МЕТАЛОГЕНИЯ НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ



**АКАДЕМИЧНО ИЗДАТЕЛСТВО
„Проф. МАРИН ДРИНОВ“**

**BULGARIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE “STRASHIMIR DIMITROV”**

VLADIMIR GEORGIEV

**METALLOGENY
OF THE EASTERN RHODOPE**

SOFIA ● 2012

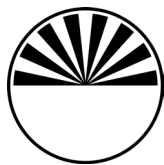
Prof. MARIN DRINOV ACADEMIC PUBLISHING HOUSE

БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИ ИНСТИТУТ „СТРАШИМИР ДИМИТРОВ“

ВЛАДИМИР ГЕОРГИЕВ

МЕТАЛОГЕНИЯ
НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ

СОФИЯ ● 2012



АКАДЕМИЧНО ИЗДАТЕЛСТВО „ПРОФ. МАРИН ДРИНОВ“

В книгата са разгледани геоложкият строеж и металогенните особености на Източните Родопи.

1. Направен е преглед на металогенната изученост и използваната база данни. Разгледани са някои терминологични проблеми. Описан е подходът при отделянето на литостратиграфски единици във вулкански терени.

2. Разгледани са позицията на Моравско-Родопската тектонска зона в алпийския ороген на Балканския полуостров, геоложкият строеж и тектониката на тази зона. Акцентът е поставен върху късноалпийската постколизийна екстензионна тектоника и свързания с нея магматизъм с оглед важната им роля за металогенията. Отделени са металогенни епохи, промишлено-генетичните типове полезни изкопаеми и е направено металогенното райониране на Моравско-Родопската металогенна зона. Описва се надлъжната огледална зоналност в късноалпийската металогения, която се обяснява с различната дебелина на земната кора, и съответно спецификата на магматизма в отделните райони:

$Au-Pb-Zn \leftarrow Pb-Zn \leftarrow W-Mo \rightarrow Pb-Zn \rightarrow Au-Pb-Zn; Au.$

3. Описани са геоложкият строеж, тектониката и магматизмът на Източните Родопи. Въведени са нови литостратиграфски единици за късноекстензионния магматизъм в Източните Родопи. Характеризирани са петрохимичните особености на въведените единици.

4. Разгледани са геоложкият строеж, тектонските и вулканските структури на рудните подрайони, както и на отделните рудни полета и някои специфични находища и проявления в Източнородопския руден район. Обект на изследване са както металните (Cr, Au, Au-Pb-Zn, Sb-Au-Pb-Zn, U, U-Pb-Zn), така и неметалните полезни изкопаеми (зеолитити, бентонит, перлит и др.). Изяснена е привързаността на Au-Pb-Zn рудни полета към най-големите вулкански постойки в съответните понижения.

5. Направен е преглед на късноалпийската тектонска, магмена и металогенна еволюция на Източните Родопи. Разгледани са основните металогенни епохи, етапи и подетапи. Особеностите са отразени в 30 палеогеографски реконструкции.

6. Съставен е геолого-генетичен модел на късноекстензионния магматизъм и свързаната с него металогения. Разгледани са общите закономерности в разпределението на полезните изкопаеми, свързани с този магматизъм. Извършена е съпоставка на орудяванията в Източнородопския и Централнородопския руден район.

© Владимир Генчев Георгиев, 2012

© Академично издателство „Проф. Марин Дринов“, 2012

ISBN 978-954-322-539-2

Този труд е резултат на повече от двадесетгодишни изследвания на автора по геоложкия строеж, тектониката, магматизма и металогенията на Източните Родопи. Осем от тях (1992–1999) бяха посветени на геоложкото картиране на района в М 1:25 000, съпътствано с търсене и проучване на полезни изкопаеми. Повече от десет години бяха необходими след това за систематизиране и обобщаване на информацията.

В процеса на геоложкото картиране бях подпомаган от всички членове на „отряда“ – Петър Милованов, Стойчо Герджиков, Александър Павлов, Григорий Братванов, Радослав Косъовски, Николай Методиев, Огнян Малинов, Лидия Никова и Радка Климова. Изследванията по магматизма в района са прежеждани съвместно с П. Милованов.

При обсъждане на ръкописа активно ме подкрепяха и напътстваха с полезни съвети Иван Байрактаров (мой учител), Христо Дабовски, Божидар Маврудчиев, Ангел Кунов, Александра Харковска, Росен Недялков и Александър Горанов. Колегите Христо Дабовски, Борислав Каменов, Ангел Кунов и Надежда Велинова са ми предоставяли и някои непубликувани работни текстове и графики. Много ползотворна бе работата ми с Борис Кольковски, с когото написахме няколко съвместни металогенни публикации. Не мога да пренебрегна и моралната подкрепа на Иван Боянов.

И не на последно място този труд не би бил възможен без разбирането и подкрепата на съпругата ми Анелия и дъщеря ни Веселина, които често лишават от внимание за сметка на работата.

Книгата се издава с любезното съдействие на:

EUROMAX RESOURCES LTD (златен спонсор);

DUNDEE PRECIOUS METALS INC. (златен спонсор);

ГЕОТЕХМИН ООД (златен спонсор);

Freeport-McMoRan Copper & Gold (сребърен спонсор);

АСАРЕЛ МЕДЕТ АД (бронзов спонсор);

БЪЛГАРСКАТА МИННО-ГЕОЛОЖКА КАМАРА (бронзов спонсор);

и с безценната помощ на Тания Казълова-Станкова.

На всички изказвам своята сърдечна благодарност.

Древните гърци наричали планината Родопи с името Пангея, което ще рече „всеземие“, „всемирие“. Някой колега е дал това име на единния древен континент.


Пангея, и Източните Родопи в частност, са богати на полезни изкопаеми и са били обект на рудодобив още в дълбока древност. Археологически открития свидетелстват, че в находище Хан Крум, участък Ада тепе, се е водил златодобив още в средата на II хил. пр. Хр.

Съдържание

1. УВОД.....	11
1.1. Металогенна изученост.....	12
1.2. Терминологични бележки и подход.....	13
1.3. Литостратиграфски единици във вулкански терени.....	14
1.4. База данни.....	16
2. МЯСТО НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ В МОРАВСКО-РОДОПСКАТА ЗОНА.....	19
2.1. Тектонски строеж на нашите земи.....	20
2.2. Тектонска позиция на Моравско-Родопската зона.....	21
2.3. Геоложки строеж	23
2.3.1. Метаморфен фундамент.....	23
2.3.2. „Южнобългарски гранити“.....	25
2.3.3. Седиментно-вулканогенни комплекси.....	25
2.4. Късноалпийска еволюция.....	26
2.4.1. Терциерни сводове и понижения.....	27
2.4.2. Късноалпийска екстензия и магматизъм.....	29
2.4.2.1. Плутогенен магматизъм на ранния екстензионен етап.....	30
2.4.2.2. Вулканогенно-плутогенен магматизъм на късния екстензионен етап.....	30
2.5. Металогенна характеристика.....	32
2.5.1. Металогенни епохи и промишлено-генетични типове.....	32
2.5.1.1. Докъсноалпийски металогенни епохи.....	32
2.5.1.2. Късноалпийска металогенна епоха.....	32
2.5.1.2.1. Ранноекстензионен металогенен етап (K_2 -Pg ₂).....	32
2.5.1.2.2. Къноекстензионен металогенен етап (Pg _{2,3}).....	33
2.5.1.2.3. Финален постмагматичен металогенен етап (Pg ₃ -Q).....	35
2.5.2. Металогенно райониране.....	35
2.5.3. Регионална зоналност на късноалпийската металогения.....	38
2.5.3.1. Ранноекстензионен металогенен етап (K_2 -Pg ₂).....	38
2.5.3.2. Къноекстензионен металогенен етап (Pg _{2,3}).....	40
3. ГЕОЛОЖКИ СТРОЕЖ НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ.....	41
3.1. Тектонска подялба.....	42
3.2. Метаморфен фундамент.....	45
3.2.1. Високостепенни метаморфити.....	45
3.2.2. Зеленошистни метаморфити.....	48
3.2.3. Плутогенен гранитоиден магматизъм от ранния екстензионен етап.....	49
3.3. Ценозойски седиментно-вулканогенни единици.....	50
3.3.1. Палеоцен-еоценски седиментни единици.....	50
3.3.1.1. Палеоцен	50
3.3.1.2. Горен еоцен (приабон).....	51
3.3.2. Еоцен-олигоценски вулканогенни и седиментно-вулканогенни единици.....	52
3.3.2.1. Магматични групи и комплекси.....	52
3.3.2.2. Североизточнородопско понижение.....	56
3.3.2.2.1. Сърнишка средна по състав магматична група.....	56
3.3.2.2.2. Чамдеренска кисела магматична група.....	58
3.3.2.3. Момчилградско понижение, Дамбалската магматична група.....	59
3.3.2.3.1. Путочарска средна по състав магматична подгрупа.....	59
3.3.2.3.2. Здравецка кисела магматична подгрупа.....	60
3.3.2.4. Златоустовско понижение.....	61
3.3.2.4.1. Маджаровска средна по състав магматична група.....	61
3.3.2.4.2. Златоустовска кисела магматична група.....	61

3.3.2.5. Кърджалийски блок, Кърджалийската кисела магматична група.....	62
3.3.2.6. Източнородопски комплексен купол, Белоречка магматична група.....	63
3.3.3. Олигоцен-кватернерни седиментни единици.....	63
3.4. Петрохимични особености на късноалпийския късноекстензионен магматизъм.....	64
3.5. Генетични особености на късноалпийския магматизъм.....	76
4. МЕТАЛОГЕННО РАЙОНИРАНЕ НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ.....	79
4.1. Източнородопски руден район.....	80
4.1.1. Североизточнородопски руден подрайон.....	82
4.1.1.1. Геоложки строеж	82
4.1.1.2. Металогенни аспекти.....	87
4.1.1.2.1. Спахиевско рудно поле – Pb, Zn, Au (Cu, Ag, Cd).....	87
4.1.1.2.2. Хасковско рудно поле – U.....	94
4.1.1.2.3. Други орудявания	94
4.1.2. Момчилградски руден подрайон.....	95
4.1.2.1. Геоложки строеж.....	95
4.1.2.2. Металогенни аспекти.....	100
4.1.2.2.1. Крумовградско рудно поле – Au, Ag.....	101
4.1.2.2.2. Звездел-Пчелоядско рудно поле – Pb, Zn, Au (Cu, Ag, Cd).....	105
4.1.2.2.3. Други орудявания.....	110
4.1.3. Златоустовски руден подрайон.....	110
4.1.3.1. Геоложки строеж.....	111
4.1.3.2. Металогенни аспекти.....	115
4.1.3.2.1. Маджаровско рудно поле – Au, Pb, Zn.....	115
4.1.3.2.2. Лозенско рудно поле – Pb, Zn, Cu, Ag (Au?).....	121
4.1.3.2.3. Други орудявания	121
4.1.4. Югоизточнородопски руден подрайон.....	122
4.1.4.1. Геоложки строеж	122
4.1.4.2. Металогенни аспекти.....	125
4.1.4.2.1. Добромирско рудно поле – Cr, азбест, талк, Fe.....	125
4.1.4.2.2. Костуринско-Яковишко рудно поле – Cr, азбест, талк, Ni (магнезит, магнетит, вермикулит).....	125
4.1.4.2.3. Голямо Каменяне-Авренско рудно поле – Cr, азбест, талк, вермикулит, джеспилити, графит, рутил.....	126
4.1.4.2.4. Камилскидолско пегматитово поле – мусковит.....	126
4.1.4.2.5. Чучулигинско пегматитово поле – мусковит, фелдшпат.....	127
4.1.4.2.6. Попско рудно поле – Au-Ag-Pb-Zn.....	127
4.1.4.2.7. Камилскидолско рудно поле – Au.....	130
4.1.4.2.8. Черничевско рудно поле – Sb, Pb, Zn, Ag, Au.....	130
4.1.4.2.9. Други орудявания.....	130
4.1.5. Кърджалийски подрайон на неметални суровини.....	131
4.1.5.1. Геоложки строеж	132
4.1.5.2. Металогенни аспекти.....	136
4.1.5.2.1. Зеолитови вулканогенни находища.....	137
4.1.5.2.2. Бентонитови хидротермално-метасоматични находища.....	140
4.1.5.2.3. Перлитови магматични находища	140
4.1.5.2.4. Главанашко поле на изветрителни глини.....	141
4.1.5.2.5. Джебелско талково поле.....	142
4.1.5.2.6. Други орудявания.....	142
4.2. Централнородопски руден район.....	143
4.2.1. Маданско-Давидковски руден подрайон.....	143
4.2.1.1. Оловно-цинкови скарнови и хидротермални находища и проявления.....	143

4.2.1.2. Други орудявания.....	146
4.2.2. Юговско-Нареченски руден подрайон.....	146
4.2.2.1. Юговско рудно поле – флуорит, Mo, Pb, Zn.....	146
4.2.2.2. Нареченско рудно поле – U.....	146
4.2.2.3. Други орудявания	147
4.3. Харманлийски блок.....	147
5. КЪСНОАЛПИЙСКА МЕТАЛОГЕННА ЕВОЛЮЦИЯ.....	149
5.1. Докъсноалпийски металоγενни епохи.....	150
5.2. Късноалпийска металогенна епоха.....	152
5.2.1. Ранноекстензионен металогенен етап (K ₂ -Pg ₂).....	152
5.2.2. Късноекстензионен металогенен етап (Pg _{2,3}).....	156
5.2.3. Финален постмагматичен металогенен етап (Pg ₃ -Q).....	181
6. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕН МОДЕЛ НА КЪСНОЕКСТЕНЗИОННИЯ МАГМАТИЗЪМ И СВЪРЗАНАТА С НЕГО МЕТАЛОГЕНИЯ И РЕГИОНАЛНИ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗПРЕДЕЛЕНИЕТО НА ПОЛЕЗНИТЕ ИЗКОПАЕМИ.....	187
6.1. Основни черти на златно-полиметалните (Au-Pb-Zn) хидротермални орудявания в Източнородопския руден район.....	189
6.2. Геолого-генетичен модел на орудявания, свързани със средни по състав периферни магмени камери в Източнородопския руден район.....	192
6.2.1. Орудявания, свързани със средни по състав периферни магмени камери в района на Източнородопското комплексно понижние.....	192
6.2.2. Орудявания, свързани със средни по състав периферни магмени камери в района на Източнородопския комплексен купол.....	197
6.3. Оловно-цинкови скарнови и хидротермални орудявания в Централнородопския руден район.....	197
6.4. Сравнение на оловно-цинковите орудявания от Централнородопския и златно-полиметалните орудявания от Източнородопския руден район.....	198
6.5. Геолого-генетичен модел на орудявания, свързани с кисели периферни магмени камери в Източнородопския руден район.....	199
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	205
ЛИТЕРАТУРА.....	209
SUMMARY.....	225
1. INTRODUCTION.....	225
2. THE EASTERN RHODOPE – ELEMENT OF THE MORAVA-RHODOPE ZONE.....	225
3. GEOLOGY OF THE EASTERN RHODOPE.....	229
4. METALLOGENIC ZONING OF THE EASTERN RHODOPE.....	231
5. LATE ALPINE METALLOGENIC EVOLUTION.....	238
6. GEOLOGIC-GENETIC MODEL OF THE LATE EXTENSIONAL MAGMATISM AND RELATED METALLOGENY. REGIONAL TRENDS IN THE DISTRIBUTION OF MINERAL RESOURCES.....	241
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Описание на магматичните групи и комплекси.....	247
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Използвани силикатни анализи.....	256



Balkan Mineral and Mining EAD is active in prospecting, exploration and evaluation of mineral resources. With a team of dedicated professionals, the company applies modern ways to identify ore bodies with industrial relevance in line with the highest international standards for environmental protection and management.

1. УВОД

„Особеното място на Родопския масив в снагата на Алпо-Хималайския ороген и неговата многоетапна история го правят възел на много актуални проблеми. Несъмнено най-важните от тях са свързани със структурните, стратиграфските, петрографските, петроложките и металогеничните особености както на древния кристалинен цокъл, така и на неговата по-млада многоетажна надстройка.“

Боянов и др., 1963



Ридът Гората The Gorata hill

1.1. Металогенна изученост

Традиционно на територията на България се разграничават три основни металогенни зони – Балканска (Старопланинска), Средногорска и Родопска, които съвпадат с основните тектонски зони (Йовчев, 1960; Богданов, Димитрова, 1983; Dokov et al., 1989; Василев, Стайков, 1991; Нафтали и др., 1992ф). За Балканската зона са характерни Pb, Zn, Fe, барит (второстепенни: Au, Cu, Mo, W, Mn), за Средногорската – Cu, Au, (Fe, Mo, Ag, Bi, Mn, Pb, Zn, барит, кварц), а за Родопската – Pb, Zn, флуорит, (Cu, Sb, Au, Ag, W, Mo) орудявания (Василев, Стайков, 1991).

Според Гергелчев и др. (1974, 1975, 1977), Драгов и др. (1976) и Батанджиев (1989) разпределението на основните рудни находища в нашата страна се контролира от напречни СЗ и СИ разломни зони с различна природа. Тези идеи са доста дискуссионни.

Металогенията на Родопския масив е обект на редица публикации: Костов (1963), Милев (1968, 1974), Димитров, Д. (1968, 1984), Богданов и др. (1972), Милев, Богданов (1974), Стоянов (1979), Димитров, Р. и др. (1979), Манева и др. (1994), Maneva (1996), Манева (1997, 2002). При металогенния анализ от позиция на геосинклиналната теория широко отражение в нашата литература намират идеите на Щеглов (1968, 1971). Алпийската металогения в този аспект се разглежда като отразена и автономна тектоно-магматична и металогенна активизация на Родопския срединен масив.

Повечето изследователи отделят в Родопския масив на територията на България следните рудни райони (с известни вариации) – Осоговски, Западнородопски, Централнородопски и Източнородопски (Димитров, Д., 1968; Стоянов, 1979; Димитров, Р. и др., 1979; Богданов, Димитрова, 1983; Манева и др., 1994, и др.). Броят и обсегът на отделните рудни полета варират в широки граници, като се прецизират с годините.

По-ранните изследователи отделят докамбрийска, каледонохерцинска и алпийска металогенна епоха в Сърбо-Македоно-Родопската металогенна зона (Димитров, Д., 1968; Богданов, Димитрова, 1983, и др.).

Изотопните изследвания, проведени през последните двадесетина години, показваха къснокредно-палеогенска възраст на „южнобългар-

ските гранити“ в Родопския масив, палеогенска възраст на последния метаморфизъм и на свързаните с тези процеси орудявания. Това силно редуцира обема на докъсноалпийските орудявания.

Металогенните разработки, посветени специално на Източните Родопи, са силно ограничени.

Гергелчев (1971) отделя за Източните Родопи: каледоно-херцински ултрабазитов интрузивен комплекс с хромитова, азбестова и талк-магнетитова рудна формация; херцински интрузивен комплекс на порфирните гранити с пирит-халкопирит-пиротинова рудна формация; алпийски интрузивно-ефузивен комплекс с антимонитова, сфалерит-галенитова, барит-сулфидна, сфалерит-галенитова (в карбонати), медно-пиритова и редкометална рудна формация. В същата площ очертава три рудни пояса (Авренско-Маджаровски, Добромирско-Спахиевски и Костурино-Галенитски), които се контролират от напречни субмеридионални дълбочинни разломи.

Гергелчев и др. (1994) очертават същите зони и на гръцка територия. Тези ССИ вулканогенно-интрузивни пояси се характеризират с базалтоиден субалкален магматизъм и златно-полиметална металогенна специализация. Тези рудни пояси са дискуссионни (Батанджиев, 1992).

Mavroudchiev et al. (1996) отделят в Източните Родопи медно-пиритова, кварц-пиролузитова, кварц-златно-полиметална, златно-кварц-адуларова и кварц-антимонитова със злато рудна формация. Кварц-златно-полиметалните орудявания са привързани териториално към линеаментни възли. Описва се зависимост на типа на орудяванията от дебелината на земната кора. От запад на изток се увеличава интензитетът на златните и частично на медните минерализации, което корелира с намаляване дебелината на земната кора. И обратно. От изток на запад нараства значението на сребърно-полиметалната минерализация.

Някои изследователи разглеждат геолого-генетични модели на определени типове полезни изкопаеми. Тези публикации имат отношение към металогенията, но сами за себе си не са металогенни изследвания – не разглеждат всички видове полезни изкопаеми, отделните металогенни епохи, както и общите закономерности в разпределението на полезните изкопаеми.

Според Атанасов, А. и др. (1963) разпространението на полиметалното орудяване в Източните Родопи приблизително съвпада с разкритията на

малките интрузии. Смятат, че със среднобазичното магмено огнище е свързано полиметалното орудяване, а с киселото магмено огнище – редко-металното орудяване. Връзката на полиметалното орудяване със среднобазичното огнище е генетична, а с хипоабисалните интрузии – парагенетична. Връзката на полиметалното орудяване и субсеквентния магматизъм е само структурна.

Dimitrov et al. (1996) смятат, че всички значими златни и полиметални находища в Източните Родопи се отнасят към нискосулфидния епитермален тип. Те са привързани към центрове на терциерна магмена активност и пространственото им разпределение е свързано с вулкански куполи и интрузии. Зоналността на рудните минерализации се отределя от полето на термоградиента, създаван от интрузивите (магмените камери). Тази зоналност отдолу нагоре е следната: Cu-Mo – Cu-Au-полиметална – Au-пиритна – сулфосолна със Au и Ag.

Marchev et al. (2005), Марчев (2006) отделят следните видове хидротермални находища, свързани с посторогенния екстензионен магматизъм: вместилища в метаморфити жилни и метасоматични Pb-Zn-Ag находища в Централнородопския купол или Pb-Zn-Ag-Au жилни в Белоречкия купол; епитермални находища в калциево-алкални и шошонитови комплекси (средносулфидни Pb-Zn-Cu±Ag-Au и високосулфидни енаргит-златни) и златни находища, вместилища в седименти.

В края на миналия век се проведе ново геоложко картиране на Източните Родопи в М 1:25 000 (Саров и др., 1994ф, 1995ф, 1996ф, 1997ф, 1998ф, 1999ф, 2000ф; Георгиев и др., 1995ф, 1996ф, 1997ф, 1998ф, 1999ф). В резултат на това се получи много нова информация за геоложкия строеж, тектониката, магматизма и полезните изкопаеми на района.

През последните 20 години се публикуваха много нови данни за геоложкия строеж и тектониката на България и Балканския полуостров (Иванов, Ж., 1998; Dabovski et al., 2002; Дабовски, Загорчев, 2009, и др.). Съвременното тектонско райониране се основава на идеята за навлачния строеж на нашите земи.

За Родопския масив се наложи идеята за важното значение на постколизийната екстензия през късноалпийско време и свързаните с нея процеси на метаморфизъм, сводообразуване и магматизъм (Иванов, Ж., 1998; Ivanov, Z., 2000, и др.).

Публикуваха се много нови данни за възрастта на протолитите на метаморфните комплекси (Пейчева и др., 1992а, б; Peytcheva et al., 1995, 1998, 2000; Von Quadt, Peytcheva, 1995; Овчарова, 2005 и др.), на метаморфизма (Пейчева и др., 1993; Пейчева, 1997; Krohe, Mposkos, 2002; Овчарова, 2005, Bonev, N. et al., 2010a, b, и др.), на палеогенския магматизъм и на някои хидротермални минерализации (обзор в Марчев, 2006). Това даде възможност да се докажат с нови данни някои изказани по-рано геолого-генетични модели на определени типове орудяване или да се лансират нови идеи (Georgiev, 1993, 2003; Marchev, Singer, 1999, 2002; Marchev et al., 2003; обзор в Марчев, 2006).

Всичко това налага преосмисляне на металогенията на Моравско-Родопската зона и на Източните Родопи в частност.

През последните десетина години, авторът (самостоятелно или в повечето случаи в съавторство) обобщил голяма част от информацията от геоложкото картиране в М 1:25 000 и публикувал редица статии за геоложкия строеж, тектониката, магматизма и металогенията на Източните Родопи. Тези изследвания, както и анализът на публикуваните резултати от други изследователи послужиха като основа за написването на този труд.

1.2. Терминологични бележки и подход

През последните десетилетия на миналия век като характеристика на полезните изкопаеми масово се използваше терминът *рудна формация*. При това често в една и съща разработка рудните формации се дефинираха разнотипно – по минерален състав (кварц-шеелитова), по минерален и/или химичен състав (кварц-полиметална), по структурни особености (медно-порфирна или щокверкова) и др. Понякога този термин се заменяше с *минерална формация*.

В настоящата работа видът на полезното изкопаемо се характеризира с равностойния по обем термин *промишлено-генетичен тип*. Първата част на определението характеризира промишлено значимия компонент на полезното изкопаемо. За металните полезни изкопемии това е съответният елемент (Pb, Zn, Cu, W...), а за неметалните – определен минерал или група минерали (бентонит, халуазит-каолинит и др.). Втората част на определението характеризира генезиса на полезното изкопаемо – магматичен, хидротермален и др. По

този начин се въвежда единен подход и се отразяват най-важните характеристики – промишлено важните елементи (минерали) и генетичната им природа. Този подход беше лансиран от Б. Кольковски и бе използван от нас при металогенната характеристика на Централните и Западните Родопи (Георгиев и др., 2007).

При извършеното тук металогенно райониране в значителна степен е възприета схемата, използвана в Металогенната карта на България в М 1:200 000 (Нафтали и др., 1992ф). Дефинирането на отделните рудни полета обикновено е правено от различни автори преди това, но тук не се прилага подробна библиографска справка по тази тема. В предлаганата работа са променени ранговете на някои металогенни единици, като е въведен нов ранг – руден подрайон. Така ранговата съподчиненост на металогенните единици в низходящ ред е: *металогенна зона – руден район – руден подрайон – рудно поле (прогнозна площ) – находище (проявление)*. Прогнозната площ е с ранг на рудно поле, но не включва достатъчно промишлени находища. Предполага се, че при по-висока степен на изученост тя може да се трансформира в рудно поле. Същото се отнася за обектите находище и проявление, които са от един ранг, но с различна степен на изученост.

Металогенната зона съответства на основната тектонска единица, която се характеризира със специфичен набор от полезни изкопаеми. Рудният район обединява металогенни обекти с доминиращи еднотипни полезни изкопаеми с икономическо значение. Когато в даден руден район се обособяват площи със специфична и различна металогенна специализация, се отделят и подрайони. Рудните райони и подрайони обикновено съответстват на тектонски структури от по-висок ранг. Следващата по ранг единица е рудно поле. То включва металогенни обекти, които вероятно имат единен генезис – продукти на еволюцията на обща магмена камера, отделен воден басейн и др. Находището е обособен металогенен обект, в който са доказани ресурси (запаси) от полезни изкопаеми с икономическо значение. Когато проучените запаси за момента са без икономическо значение, обектът се означава като проявление. Индикацията е обект с доказани определени минерализации, но не е осъществяван съществен обем от проучвателни работи (канави, сондажи, минни изработки) и не са проучвани запаси.

Границите на металогенните единици се определят по разпространението на определен промишлено-генетичен тип (типове) от дадена металогенна епоха (етап). Те обаче включват и полезните изкопаеми с подчинено значение и от други епохи (етапи). По този начин се избягва застъпването (припокриването) на металогенните единици. Отделянето на новия ранг руден подрайон също способства за избягването на такова застъпване и припокриване на металогенните единици, както е например в Нафтали и др. (1992ф).

Основата на диаграмите K_2O/SiO_2 и определянето на сериалността на скалите са по Pессерилло, Teylor (1976), допълнени от Dabovski et al. (1991). TAS-диаграмите $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ са по Le Bas et al. (1986). Определянето на вида на вулканските скали също е по тези автори.

1.3. Литостратиграфски единици във вулкански терени

В пределите на Източнородопското комплексно понижение се обособяват няколко ареала на разпространение на магматизма от късния екстензионен етап. Този факт е отразен още от Гълъбов (1937), който отделя Чамдеренска ефузивна област и Султан–Ерийско понижение. Иванов, Р. (1960) описва Боровишки и Момчилградски вулкански район (частично съвпадат с пониженията на Гълъбов) и Ардинска вулканска ивица. Маркира и по-голямата част от магмените центрове. Според Yanev et al. (1998) вулканизмът (на територията на България) също е локализиран в два основни региона – Боровишки и Момчилград–Ардински (включващ и Ардинската ивица на Иванов, Р., 1960), както и в района Сушица–Калотино.

През 1960 г. в една и съща книжка излизат две обобщаващи работи за палеогенските отложения и магматизма в Източни Родопи (Горанов, 1960; Иванов, Р., 1960). Те имат много сходни черти – използват литостратиграфски подход при разчленяване на магматизма и отделят по три средни по състав и три кисели вулканогенни хоризонта. При Горанов това са Pr₄, Ol₂, Ol₅ (средни по състав) и Ol₁, Ol₃, Ol₆ (кисели). Независимо че описва отделни ареали на вулканските райони, Иванов, Р. (1960) прави обща корелация и литостратиграфска схема на магматизма в целите Източни Родопи. Описва три цикъла, в които средната по

състав фаза се сменя с кисела – съответно I, II, III среднокисел и I, II, III кисел вулканизъм. Иванов Р. (1961a), разглеждайки района на Дамбалъшкия вулканически масив, добавя и хоризонт на IV среднокисел вулканизъм.

Популярност добива схемата на Иванов, Р. (1960). През следващите 40 и повече години идеята за цикличния характер на вулканизма присъства практически в почти всички схеми при подялбата на магматизма в Източните Родопи. Променят се само броят на циклите/фазите (3, 4) и обхватът на хоризонтите или задругите (Иванов, Р., 1961a; Янев, 1981a, б; Янев, Марчев, 1981; Боянов и др., 1992, 1995; Горанов и др., 1995; Кожухаров и др., 1995a, б, в; Yanev, 1995; Yanev et al., 1998; Boyanov, Goganov, 2001). Въвежда се и един по-ранен Лозенски кисел вулканизъм (Боянов и др., 1992). В някои публикации въпросът за разчленяването на вулканическите скали се избягва, като се използват нестандартни или описателни географски термини – резеда туф (Ivanov, Kopp, 1969), боровишки туфи (Marchev, Singer, 2002) и др.

Късноалпийският вулканизъм в Източнородопското комплексно понижение се развива във воден басейн, който с напредването на вулканическата дейност изплитнява. Вулканите са острови (атоли) в него и формират архипелази. Във вътрешните части на вулканическите конуси (главно в аерална или субаерална обстановка) се формират предимно вулканически фацисии – експлозивен, ефузивен и субвулканически (магмени канали и дайки). В най-големите вулкани се внедряват комагматични плутони. В основата и по периферията на вулканическите конуси (в аквална обстановка) се налагат и седиментни фацисии – епикластити, теригенни седименти и рифови варовици. Между съседни вулкани често се смесват (зацепват) пирокластити и лавови потоци от различни вулкани, сред които често се установяват и седиментни скали. Отделни магмени фази понякога са представени в няколко съседни вулкани с единен ареал на разпространение.

Дебелините на пирокластитите и особено на лавовите потоци бързо намаляват с отдалечаване от магмените центрове. И, обратно, седиментните фацисии увеличават дебелините си в поотдалечените от магмените центрове райони.

Повечето вулкани в Източните Родопи имат само средни по състав фази. Само в някои вулкани от Момчилградското понижение и в Маджаров-

ския вулкан средните по състав фази се сменят с по-късни кисели фази. В част от тях се наблюдава известна рекурентност от латитова към базалт-андезитова фаза и единствено в Дамбалъшкия вулкан – от трахириодацитова към трахидацитова фаза (Georgiev, Milovanov, 2003a, b). Няма обаче редуване на средни по състав с кисели и отново средни и отново кисели фази. Общата тенденция е от среден към кисел състав.

Експлозивните центрове и екструзиите на киселия вулканизъм са локализирани извън ареалите на разпространение на средните по състав вулкани или по периферията им. Експлозивните фази на киселия вулканизъм имат доста по-широко разпространение. В основата и по периферията им се установяват слоеве от теригенни седименти и епикластити. На различни нива в разреза им се наблюдават рифови варовици, обикновено с пирокластити между тях. В отделните ареали на кисел вулканизъм в началните фази доминира експлозивният фацис, а в по-късните – ефузивният (Yanev, 1995).

Средните по състав и киселите пирокластити и лавови потоци от отделните вулканически апарати се зацепват латерално, което създава илюзия за редуване на средни и кисели фази.

Стремежът за създаване на единна литостратиграфска схема в Източните Родопи води до идеята за цикличен характер на вулканизма. Няма обаче нито една конкретна вулканическа постройка, в която да се редуват описаните от Иванов, Р. (1960) цикли.

Палеогенският магматизъм в Източните Родопи е засябен в няколко ареала, които са резултат от еволюцията на отделни магмени камери. Те са плод на единна тектономагматична обстановка, но имат специфичен състав. Тези магмени камери имат сходна, но различна и разновъзрастна еволюция. Поради това корелирането на продуктите на отделните магмени камери в единна схема е некоректно. По-целесъобразно е самостоятелното разчленяване на отделните магматични ареали, които са продукти на различни магмени камери.

В Стратиграфския кодекс на България (Николов, Сапунов, 2002) въпросът за разчленяването на вулканическите скали на практика не е развит. Поради изложените особености на вулканическите терени смятаме, че най-подходящо е използването на

термина „официален комплекс“ като „литостратиграфска единица на смесени скали“ в смисъла на Стратиграфския кодекс. Той е най-близък до нашите цели, тъй като литостратиграфските единици включват едновременно както слоести тела – седиментни скали, епикластити, стратифицирани магмени скали (ефузивни, пирокластити), така и секущи тела – субвулкански тела, дайки и интрузивни скали. Магматичните комплекси включват както слоести магмени тела (лавови потоци и пирокластити), така и комагматичните им секущи тела (субвулкански тела и дайки, интрузивни, екструзии).

В рамките на даден комплекс се отделят различни „пачки“ от пирокластити, лавови потоци, субвулкански тела и плутони със специфичен състав, както и от седименти и епикластити.

В магматичните комплекси се включват и седиментни скали само когато те не са издържани латерално и не се следят извън вулканските ареали. В нашия случай това са главно неголеми тела от рифови варовици по склоновете на вулканските конуси, както и лещи от теригенни скали и/или рифови варовици сред пирокластити (предимно сред киселите разновидности, които имат по-широко разпространение). Към магматичните комплекси се включват и епикластитите (седиментни отложения с преотложени късове от вулкански скали), дори когато имат по-обширно разпространение.

Като критерии за отделяне на комплексите са използвани:

- еднотипен петроложки (минерален и химичен) състав на магматичните скали;
- еднородни пространствени и възрастови взаимоотношения със съседните литостратиграфски единици;
- еднаква или близка възраст на образуване;
- обособен ареал на разпространение (предполагащ общ магмен източник);
- „картируемост“ на отделяните единици.

Предлаганите магматични комплекси са с ранг на свита. Магматичните комплекси с общ ареал на разпространение и сходна петрохимична еволюция са обединени в магматични групи. Предполага се, че магматичните групи са резултат от развитието на единна магмена камера, докато магматичните комплекси отразяват отделни фази (наставки) в нейното развитие. Магматичните групи и комплекси в определен по-голям район, с магматизъм, формиран в единна тектономагматична

обстановка, се обединяват в надгрупа. Когато в състава на единиците от дадена група се наблюдават някои съществени различия, са отделяни подгрупи. Това обикновено са случаите на заменяне на средни с кисели фази. Йерархичната съподчиненост на магматичните единици е: *магматична надгрупа* → *магматична група* → *магматична подгрупа* → *магматичен комплекс* → „пачка“ (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006а).

Седиментните скали между отделните ареали на разпространение на вулкански скали или между вулканските конуси се номинират като официални (свита, член, група, клин) или неофициални (пласт, пачка, задруга, неофициален комплекс) слоести единици съгласно Стратиграфския кодекс.

1.4. База данни

За геоложкия строеж на Родопския масив, и на Източните Родопи в частност, са използвани геоложката карта на България в М 1:500 000 (Чешичев, Кънчев, ред., 1989) и геоложките карти в М 1:100 000, както и обяснителните записки към тях (Боянов и др., 1989, 1990, 1992, 1995; Кожухаров и др., 1990, 1992, 1993, 1994а, б, 1995а, б, в, г; Горанов и др., 1995, и др.).

При изготвяне на фигурите за Източните Родопи основна роля са играли геоложките карти в М 1:25 000 (Нафтали и др., 1994ф; Георгиев и др., 1995ф, 1996ф, 1997ф, 1998ф, 1999ф; Саров и др., 1994ф, 1995ф, 1996ф, 1997ф, 1998ф, 1999ф; 2000ф).

Не възприемам подялбата на палеогенските седиментни и магматични скали в новите геоложки карти в М 1:50 000, защото смятам, че отделените литостратиграфските единици са твърде много и излишно усложняват представата за района.

За целите на металогенния анализ и прилаганите металогенни карти са използвани металогенната карта на България в М 1: 1 000 000 (Dokov et al., 1989; Василев, Стайков, 1991), металогенните карти на България в М 1:200 000 (Нафтали, 1992ф; Манева и др., 1992ф–а, б; Манева, Нафтали, 1992ф) и металогенните карти по урана на България в М 1:200 000 (Скендеров и др., 1994ф–а, б; Драгоманов и др., 1994ф; Бедринов и др., 1994ф) и обяснителните записки към тях.

Използвани са, естествено, и много публикации, посветени на геоложкия строеж на района.

На първо място това са изследванията на пионерите в изучаването на Източните Родопи – Иванов, Р. (1960, 1961а, б, 1963, 1964, 1972, и др.), Боянов (Боянов и др., 1963, 1969; Боянов, Маврудчиев, 1961; Боянов, Горанов, 1994, и др.), Маврудчиев (Маврудчиев, 1992; Mavroudchiev et al., 1996, и др.), Горанов (Горанов, 1960; Горанов и др., 1960, 1992; Горанов, Боянов, 1996, и др.) и др. Към пионерските работи следва да се спомене и първото металогенно обобщение на Атанасов и др. (1963).

В по-ново време съществен принос в изучаването на магматизма в района имат изследванията на Янев (Янев, 1981а, б; Янев и др., 1975, 1983; Yanev, 1995, 1998, 2003а, б; Yanev et al., 1995, 1998, и др.), Харковска (Harkovska et al., 1989, 1994, 1998а, б, с) и Марчев (Марчев, 1985, 2006; Marchev et al., 1997, 1998, 2004а, б, 2006, и др.).

Широко са използвани и редица изотопни изследвания и датировки за района на Пейчева (Пейчева, 1997; Пейчева и др., 1992а, б, 1993, 1996; Peytcheva et al., 1995, 1998, 2004; Peytcheva, Von Quadt, 1995), Марчев (Marchev et al., 1998, 2002, 2003, 2006; Marchev, Singer, 1999, 2002, и др.), Харковска (Harkovska et al., 1998б), Бонев, Н. (Bonev et al., 2010а, б) и др.

При описанието на полезните изкопаеми са ползвани монографиите „Оловно-цинковите находища в България“ (Димитров, Р., 1988; статии на Бресковска, Гергелчев и Манева), „Златните находища в България“ (Милев и др., 2007; статии на Милев, Желев, Георгиев) и „Неметални полезни изкопаеми“ (Трашлиев, 1988, 1989, статии на Желязкова-Панайотова, Божинов, Горанов, Атанасов, Г., Попов, Велинов, Джурова и Алексиев).

Тази информация е допълвана с отделни публикации както на същите автори, така и на други изследователи, като Младенова (1989, 1998), Янев (Yanev, 1985, 2003а, 2007; Yanev et al., 2006) и още много други. Хромитовите находища са описани главно по данни на Желязкова-Панайотова и др. (1977, 1999) и Керестеджиан (Kerestedjian et al., 2006, 2007).

За околорудните метасоматити са използвани основно изследванията на Велинов, Ноков и Кунов (Velinov, Nokov, 1991; Velinov et al., 2007; Кунов, 1991, Кунов и др., 1997), както и на Плющев (1994).

Разбира се, едно такова избирателно цитиране неминуемо крие риска някой да бъде пренебрегнат – неволно и незаслужено. Моля за извинение за тези случаи.



Централен офис, гр. София 1504, ул. „Оборище“ №22, ап.4, тел./факс: +359 2 978 48 80

МАЛКИ СЪПЪККИ. ГОЛЕМИ СЛЕДИ.

SMALL STEPS. BIG TRACES.



2. МЯСТО НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ В МОРАВСКО-РОДОПСКАТА ЗОНА

„Пространственото разпределение на третичните Родопски магматични формации се определя преди всичко от структурните фактори: латитоандезит-риолитовата формация е застъпена изключително в приабон-олигоценските разпадни грабени и по границите на масива; платориолитите се образуват само в свода на Родопския щит; киселите малки интрузии (деленити и риолити) и късните базични лави се образуват само в двата фланга на масива – източния и западния, където намираме и първата формация; късният субалкален вулканизъм е привързан към западната граница на масива. Следователно формациите се разполагат симетрично на изток и запад от средните сводови части на Родопския щит...

Трябва да се очаква, че Родопската терциерна металогенеза ще се подчинява в едри линии на една еднаква симетрична спрямо центъра на масива хоризонтална зоналност в неговото източно и западно крило.“

Иванов, Р., 1964

Моравско-Родопската зона по Dabovski et al. (2002) съответства в общи линии на Родопския масив (щит) по Иванов, Р. (1964).



Родопите The Rhodope

2.1. Тектонски строеж на нашите земи

В основата на металогенния анализ лежи тектонският строеж. Изменението на представата за тектониката води и до промени на металогенния сценарий.

Първото тектонско райониране на Балканския полуостров публикува Cvijič (1904). Той развива идеята за двустранен алпийски ороген, изграден от два клона, които са разделени от област с метаморфозирани „предпермски скали“. Северният клон обхваща Карпатите и Балкана, а южният – Динаридите и Елинидите. Между тях се разполага „Родопската маса“, оконтурена от „преходни зони“. На територията на България той обособява четири тектонски единици: Българска плоча, Балканска нагъната система, Преходна област и Родопска маса.

Тези единици, с известни вариации в наименованията и обхвата, лежат в основата на редица по-късни тектонски схеми на България. Идеята става основополагаща в геосинклиналните модели на Балканския полуостров. Тя е доразвита, с известни нюанси, от Яранов (1960), Йовчев (1971, 1976), Бончев, Е. (1971, 1986) и др. Популярност добива схемата на Бончев, публикувана в две монографии (Бончев, Е., 1971, 1986) и редица публикации. Той обособява две структурни области – Мизийска платформа и Родопски масив. В подвижното геосинклинално пространство между кратоните той отделя следните морфоструктурни зони: Балканиди с Предбалкан и Старопланинска зона, Средногорие, Краищиди и Южни Карпати. Напречно те са разделени на мегаблокове и блокове (Западен, Централен и Източен мегаблок). Основните структурни единици са ограничени от дългоживеещи дълбочинни разломи. По-късно (Бончев, Е., 1986) включва в обхвата на Балканидите и Странджа и Сакар.

В началото на 80-те години на миналия век у нас навлизат идеите на плейт-тектониката. От края на 80-те години доминира хипотезата, че българските земи още от края на палеозоя са били част от южната периферия на Евразия. Тази активна крайна зона има сложна алпийска история, свързана със зараждането и затварянето на Тетиския океан (Палеотетис и Неотетис), субдукция под южния ръб на Евразия, израстване и отмиране на вулкански дъги, отваряне и затваряне

на ръбни и рифтови басейни, акреция на микроконтиненти и колизии с различен мащаб и време на изява. Тази хипотеза е възприета в две палеогеодинамични схеми на България, отразени в две карти в мащаб 1:1 000 000 – Металогенна карта на България (Dokov et al., 1989; Василев, Стайков, 1991) и Карта на алпийския магматизъм в България (Dabovski et al., 1989, 1991).

В последните години се налага идеята, че нашите земи (с изключение на Мизийската платформа) имат подчертано навлачен строеж (Иванов, Ж., 1998; Dabovski et al., 2002; Dabovski, 2006; Дабовски, Загорчев, 2009).

Иванов, Ж. (1998) отделя две първоразредни тектонски области: Балканидна орогенна система (елемент от северния клон на Алпийския ороген в ЮИ Европа) и Мизийска платформа (предземие на орогена).

Мизийската платформа представлява стабилна и незасегната от интензивното алпийско структурообразуване част на земната кора, консолидирана в края на късния палеозой.

Балканидите са сложно устроена орогенна постройка, разположена между Мизийската платформа и сутурата на Тетиския басейн. В строежа на Балканидите този автор разграничава три отделни единици: Външни Балканиди (с Централнобалканско-Предбалканска, Западнобалканска и Кулска зона), Междинни зони на Балканидите (Източнобалканска и Средногорска зона) и Вътрешни Балканиди (Краищенска и Сакар-Странджанска зона и Родопски масив).

Наложените (посттектонските) понижения са линейно ориентирани или изометрични, изпълнени с неогенски и кватернерни седименти.

Dabovski et al. (2002), Dabovski (2006), Дабовски, Загорчев (2009) разграничават на територията на България Алпийска навлачна зона и Мизийска платформа, поделени на отделни зони (суперединици), единици и субединици.

Алпийската навлачна зона е поделена на две орогенни системи – Южнокарпатска и Балканска.

Южнокарпатската орогенна система е ограничено представена в СЗ част на България.

Балканската орогенна система се подразделя на четири тектонски зони: *Балканска, Средногорска, Странджанско-Сакарска и Моравско-Родопска*. Седиментите на терциерните интраорогенни континентални и плиткоморски водни басейни покриват големи площи на Средногорската и Моравско-Родопската зона.

Мизийската платформа е изградена от относително недеформирани мезозойски комплекси с дебелина до 4–5 km, залягащи спокойно върху нагънат палеозойски фундамент и лежащи под палеогенски, неогенски и кватернерни отложения.

Алпийската еволюция на Балканския полуостров е тясно свързана с мезозойската и ценозойската история на Севернотетиската окрайнина на Източносредиземноморския регион (Dabovski et al., 2002; Dabovski, 2006). Днешната геоложка конфигурация на Средиземноморския регион се разглежда като резултат от отварянето и следващо затваряне на два океански басейна (Палеотетис и Неотетис) и допълнителни малки заддъгови басейни зад субдукционните зони в общ режим на продължителни вътрешни взаимодействия между Евразия и Афроарабската плоча. Затварянето на тези хетерогенни океански басейни формира система от дискретни орогенни зони с различен тектонски строеж, време на деформиране и вътрешна архитектура.

Субдукцията на север на Палеотетиската океанска кора през триаса предизвиква заддъгова екстензия, рифтинг и отваряне на малки океански басейни, следвано от къснотриаско затваряне на Палеотетиса и колизия на Кимерския терен с южната окрайнина на Евразия (Кимерски ороген).

През ранната юра се осъществява субдукция на Неотетиската океанска кора, съпроводено с формирането на нов заддъгов екстензионален режим покрай Евразийската окрайнина. Той е съпроводен с рифтинг и отваряне на нови океански басейни (Пиндос, Вардар, Измир–Анкара), следвани от среднокимерски (бартон) компресия и навличане в Сакар–Странджанската единица.

Към края на юрата спредингът на Вардарския океан генерира юрска островна дъга. Колизията на тази дъга със Сърбо-Македонско-Родопския масив по време на барем-апта предизвиква компресия, северновергентни навличания и инверсия на басейна (среднокредна орогенеза).

При следващата субдукция на Вардарската океанска кора под Сърбо-Македонско-Родопския масив се иницира къснокредната Банат-Средногорско-Понтидна вулканска дъга и Черноморското понижение като заддъгов басейн.

През мастрихта Вардарският океан се затваря и Пелагонският масив колизира със Сърбо-Македонско-Родопския масив, което предизвиква къснокредни навличания, инверсия на басейна и удебеляване на кората в Родопския регион.

Терциерната геодинамика бележи финала на структурирането на гънково-навлачната зона на Балканския полуостров. След къснокредното затваряне на Вардарския океан регионът претърпява серии от промени от екстензионна до компресионна тектоника, свързано с продължението на субдукцията на Апулийската плоча под южната Евразийска окрайнина и затваряне на Пиндоския океан в късноеоценско време.

2.2. Тектонска позиция на Моравско-Родопската зона

Моравско-Родопската зона включва фрагменти от 7 тектонски единици. Те са обединени в една суперединица въз основа на няколко общи черти: обширни разкрития на високостепенни метаморфни комплекси; развитие на изолирани палеогенски басейни с континентални и плиткоморски седименти, асоцииращи предимно с кисел и среден по състав вулканизъм; главно среднокредни компресионни деформации и последвала от това къснокредно-терциерна екстензия и ексхумация; дебела континентална кора (50–52 km) в централната част и до 30–37 km в ЮИ и СЗ посока.

Моравско-Родопската тектонска зона се разполага непосредствено на СИ от Вардарската и на север от Интрапонтидната сутура (фиг. 1), върху южния борд на Европейската континентална плоча (Иванов, Ж.; 1998; Dabovski et al., 2002; Dabovski, 2006). Типоморфен белег за нея са развитието през терциера на процеси на екстензия, формирането на метаморфни ядрени комплекси и наложени понижения между тях. Характерно е и наличието на къснокредно-еоценски гранитоидни плутони в куполите, на еоцен-олигоценски вулканизъм в пониженията и на субвулкански тела и дайки в куполите.

Тази зона включва Моравската, Струмската, Сърбо-Македонската, Пирин-Пангеонската, Родопската и Мандришко-Макринската тектонска единица (Dabovski et al., 2002). Дискусионно е включването на Струмската и до известна степен на Моравската единица към тази зона. Последните са популярни у нас като Краищици (Бончев, Е., 1971) и са отнасяни по-късно към Балканската единица (Dokov et al., 1989; Dabovski et al., 1989, 1991). Тук не е добре проявен един от основните критерии на същите автори за обединените в Моравско-Родопската зона единици – „обширни разкрития на високостепенни метаморфни ком-



Фиг. 1. Тектонска схема на Алпийския ороген на Балканския полуостров (по Dabovski, 2006)
 Fig. 1. Tectonic sketch of the Alpine orogenic belt on the Balkan Peninsula (according to Dabovski, 2006)

плекси“. Няма убедителни данни и за къснокредно–терциерна екстензия и ексхумация на метаморфни ядрени комплекси.

Дефинирана по този начин, Моравско-Родопската зона в общи линии съответства на Родопския масив по Иванов, Р. (1964) или на Тракийския терен по Yanev, S (2000). Тя включва Сърбо-Македонския и Родопския масив приблизително в обемите, дефинирани от Бончев, Е. (1971).

Северната и североизточната граница на Родопския масив се бележат по Маришката и Златоустовската разломна зона. Североизточната граница на Сърбо-Македонския масив е дискуссионна.

2.3. Геоложки строеж

В геоложкия строеж на Родопския масив традиционно се отделят метаморфен фундамент и палеогенски седиментно-вулканогенни единици. Фундаментът се разкрива в издигнатите блокове или куполите, а палеогенските седиментно-вулканогенни единици – в наложените понижения.

2.3.1. Метаморфен фундамент

Във фундамента на територията на България традиционно са отделяни два етажа – Прародопска (архай?) и Родопска (протерозой) надгрупа (Вергилов и др., 1963; Кожухаров, 1984, 1987, 1991; Кожухаров и др., 1988, 1992, 1994а, б, 1995а, б, в, г, и др.).

Прародопската (=Огражденска; Загорчев, Динкова, 1991) надгрупа е изградена от високометаморфни скали (разнообразни гнайси, гранитогнайси и амфиболити, по-рядко гнайсошисти и шисти, на места с кианит и гранат, базични метавулканити), мигматизирани в различна степен.

Родопската надгрупа се състои от регионално метаморфозирани скали (разнообразни гнайсошисти, шисти, мрамори, амфиболити, базични метавулканити, метагабра и метадибази, серпентинизирани перидотити и дунити).

Възрастта на високостепенните метаморфни единици не е добре установена. Конфликтните алтернативи са между предкамбрийска и/или палеозойска и дори мезозойска възраст на протолитите и предкамбрийска, среднокредна и къснокредно-раннотерциерна възраст на високостепенните метаморфни събития.

Допреди 20–30 години господстваше мнението, че високостепенните метаморфити в Сърбо-Македонския и Родопския масив са с докамбрийска възраст. Това се доказва главно с факта, че в ЮЗ България над тях лежат доказани долнопалеозойски комплекси: разнообразни слюдени гнайси и шисти от т.нар. Пенкьовско-Елешнишка единица в Краищидите и Осоговския купол (P_{cm} –См); островнодъгови седиментно-вулканогенни единици (P_{cm} –О), включващи Струмската диоритова формация, Фролошката свита и Лисецките диорити; нискометаморфни теригенни единици (S-D).

В Източните Родопи (Ивайловградско и СИ Гърция) се разкриват зеленошистни метаморфни скали (Боянов и др., 1990, и др.), обединени в Мандришко-Маркинската единицата (Dabovski et al., 2002). Тази зона се описва като късноюрски-среднокреден навлак над родопските високостепенни метаморфити, по-късно реактивиран като терциерен разлом на отделяне (Bonev, Stampfli, 2003). Тази единица вероятно се корелира с Околородопската зона, описвана в северната част на Вардарската зона в Гърция (Яранов, 1960; Dabovski, 2006; Бонев, Н., 2011).

Останалите граници на тези масиви са тектонски или са покрити с ценозойски отложения.

Получените по изотопни данни абсолютни възрасти на протолитите са противоречиви и само единични анализи показват докамбрийска възраст. Повечето данни доказват палеозойска и по-рядко мезозойска възраст. Дискусивно е доколко тези данни характеризират възрастта на протолитите или етап на метаморфизъм.

Авторите на геоложката карта в М 1:100 000 (Кожухаров и др., 1992, 1993, 1994а, б, 1995а, б, в, г; Боянов и др., 1995) приемат докамбрийска възраст на метаморфните комплекси в Родопския масив. Смятат за доказано с микрофосили, че възрастовият диапазон на Родопската надгрупа е долен протерозой–рифей. Предполагат, че поради голямото различие в стойностите на различните изотопни методи те не могат да се използват достоверно за датирание на протолитите на метаморфните скали. Според тях датировките 2170–2210 Ма, получени по Pb/Pb метод (Арнаулов и др., непубл. данни), вероятно отговарят на раннопротерозойско метаморфно събитие на Арденската група, а Rb/Sr датировки на Загорчев, Мурбат (1986) – 530 Ма, отговарят на по-късно наложено метаморфно събитие (докамбрий–фанерозой).

Същите автори отнасят по тип на метаморфизъм скалите от Родопската надгрупа към средната барична серия на умерени налягания (тип Бароу) и към фащиалната група на амфиболитовия фащиес. Степента на метаморфизма в групата отдолу нагоре постепенно отслабва, като в най-горните ѝ отдели (Белашенска свита) се наблюдават преходи към зеленошистен фащиес. Смята се, че метаморфизмът се осъществява още в докамбрийско време. С разломни зони, възсед-навлачни структури и междуфорнационни хлъзгания (Мадански навлак) са свързани диафторезни изменения в зеленошистен фащиес.

Според Zagorčev (2002) въпреки оскъдните и ограничени данни съществуват достатъчно свидетелства за предкадомска възраст на протолитите и на стария метаморфизъм в Прародопската (+Огражденската) и Родопската надгрупа. Докамбрийският фундамент е преработен в различна степен в резултат на кадомски, херцински и алпийски магмени и тектонотермални събития.

Ivanov, Z. (2000) смята, че формирането на голямомощащавните навлаци причинява регионален метаморфизъм на скалите в еклогитов или амфиболитов фащиес. Този стадий завършва през ранноалпийско време.

Метаморфният фундамент е наситен обилно с магматични прояви. Те обаче са с недобре изяснена възраст и невинаги с ясно реконструиран първичен магматичен състав поради интензитета на наложения метаморфизъм. Те могат да се поделят условно на *неопротерозойски*, *палеозойски* и *мезозойски* прояви.

Неопротерозойските възрасти се установяват за габра, диорити, метадиорити, метагранодиорити, метагранити и метаеклогити от ЮЗ България, Централните и Източните Родопи (Von Quadt et al., 2000; Arkadaksky et al., 2000, 2003; Kunov, 2002; Carrigan et al., 2003; Милованов и др., 2007). Всички тези датировки са вместиени в интервала 570–543 Ма. Геохимичните особености на протолитите на метабазитите и еклогитите съответстват на толеитова базична магма с предимно MORB характеристика и се интерпретират като част от океанска кора (Kolcheva, Eskenazy, 1988). За базични протолити от Източните и Централните Родопи се доказва бонинитов характер и се приема, че те са формирани в условия на една енсиаматична островна дъга (Haydoutov et al., 2001; Carrigan et al., 2003).

Палеозойският магматизъм е представен преобладаващо от метагранити и само единични датировки на метабазити и еклогитови лещи.

С *раннопалеозойска възраст* са много от метагранитите от ЮЗ България и Централните Родопи: 542–440 Ма, камбрий–ордовик (Овчарова, 2005; Титоренкова, 2006; Macheva et al., 2006; Милованов и др., 2007). Първичните условия на кристализацията на магмите са замаскирани от наложените метаморфни изменения. В този времеви интервал попадат и някои единични и не съвсем ясни за интерпретация датировки на метабазити и еклогитови лещи от Централните Родопи – 560–440 Ма (Carrigan et al., 2003; Arkadaksky et al., 2003). Възможно е тези данни да отразяват някакви метаморфни събития, подмладили евентуално неопротерозойските офиолити. Геохимически и петроложки тези базични и ултрабазични протолити не се отличават съществено от къснопротерозойските базични протолити и са с характеристиките на един островно-дъгов комплекс.

Сред *къснопалеозойските магматични протолити* също преобладават метагранитите. Те се установяват в различни райони и са датирани в интервала 346–265 Ма, карбон–перм (Загорчев, Мурбат, 1986; Пейчева и др., 1992б, 1996; Von Quadt, Peytcheva, 1995; Peytcheva et al., 1998, 2000, 2004; Arkadaksky et al., 2000, 2003; Ovtcharova et al., 2002; Чернева et al., 2002, 2003; Carrigan et al., 2003; Овчарова, 2005; Von Quadt et al., 2006а, б; Мачев, Овчарова, 2008). Максимумът в разпределението на надеждните радиогенни възрасти е около 300–310 Ма. Съставът на метагранитите попада в типични калциево-алкални и висококалциеви калциево-алкални серии и по геохимия и изотопни отношения техният източник е бил континентална кора. В някои от телата има данни и за смесена мантийно-корова характеристика, но с преобладаване на коровите компоненти. Те са много по-типични за ядрените части на куполите в Родопите, докато в алохтонните части на екстензионните структури протолитите са значително по-млади.

В това геоложко време се е формирал и базичен магматизъм, който е съществен елемент от Струмската диоритова формация (320 Ма; Милованов и др., 2007).

В този интервал са регистрирани и някои изотопни датировки на еклогити, които може би отразяват повече тектоно-магматично събитие, отколкото първична магматична възраст.

Мезозойският магматизъм е също широко представен.

Триаски магматизъм. Типичен представител е Игралищенският плутон в Огражден планина – 240–224 Ма (Tarassov et al., 2004; Zidarov et al., 2004). Началното Sr-отношение съответства на корово доминиран източник на магмата. По геохимията плутонът е пералуминиев и от геохимичен тип S. Термално късноалпийско събитие преди около 36 Ма е оставило изотопен отпечатък върху скалите. Скрътската интрузия (гранодиорити и гранити) в Беласица се датира на 167 Ма (Zidarov et al., 2002), която вероятно е резултат от наложено по-младо алпийско събитие върху плутона. Дискриминирани са като постколизийни или вулканско-дъгови гранити. По-късни U/Pb по-прецизни датировки върху циркон определят триаска възраст – 249 Ма (Peytcheva et al., 2005). Началното Sr-отношение доказва корово доминиран източник на магмата, което се подкрепя и от пералуминиевия характер на скалите.

Юрски магматизъм. Представен е от магматични протолити в Западните и Централните Родопи, както и в Северна Гърция (в единицата Сидиронеро) – 160–146 (Von Quadt et al., 2006a, b, 2008; Raeva et al., 2008). Петрографският състав е от метагранитоиди. Новите изотопни данни подкрепят смесен корово-мантиен произход на магмите, продуцирани вероятно в субдукционна обстановка и замърсени от палеозойски и протерозойски корови скали.

2.3.2. „Южнобългарски гранити“

Сред метаморфните терени са внедрени множество гранитоидни плутонични тела (фиг. 2). Допреди около 20 години те се възприемаха като еднотипни с подобните в Средногорието и се обозначаваха с общото име „южнобългарски гранити“. Всички те се възприемаха за палеозойски. С навлизане на изотопните методи за датироване с триаска възраст се оказаха само Игралищенският плутон и няколко по-малки тела в Огражден и Беласица. За телата в Родопския масив се доказва къснокредно-еоценова възраст (80–36 Ма) и те се определят като син- и постколизийни плутони.

В Сърбо-Македонския масив за Клисурския плутон е получена възраст 62 Ма (Tarassov et al., 2004), а за Крупнишкия гранит – 32 Ма (Милованов и др., 2007). За Осоговския гранит е определена възраст 31 Ма (Von Quadt et al., 2000; Graf, 2001; Гроздев и др., 2010).

За Рило-Западнородопския батолит се установяват три наставки с възрасти 80–68, 42 и 36 Ма (Пейчева и др., 1998; Von Quadt, Peytcheva, 2005). За Безбожкия плутон се определя възраст 88 Ма; за Централнопиринския плутон – 32 Ма и за аплитите в него 34 Ма (Загорчев и др., 1987); за Севернопиринския плутон – 82±22 Ма (Загорчев, Мурбаг, 1983); за плутона Елатия – 89 Ма (Soldatos, Christofides, 1986) и за Тешевския плутон – 32–26 Ма (Machev et al., 2000).

В Централните Родопи Припекският гранит е с възраст 53 Ма, по-късната дайкова фаза ~ 43 Ма (Овчарова, 2005), а пегматитите от района на гр. Ардино – 35 Ма (Пейчева и др., 1993). Секуща гнайсова жила в метадиорит от Ардинската единица се датира на 43 Ма (Von Quadt, Peytcheva, 2005).

В Източните Родопи за Чучулигинския гранит се определя възраст 69 Ма, а за Розинския гранит – 68 Ма (Marchev et al., 2006). Изотопните характеристики на Sr и Hf подсказват, че те са продукти на мантийно генерирана магма с малък процент на коровия компонент.

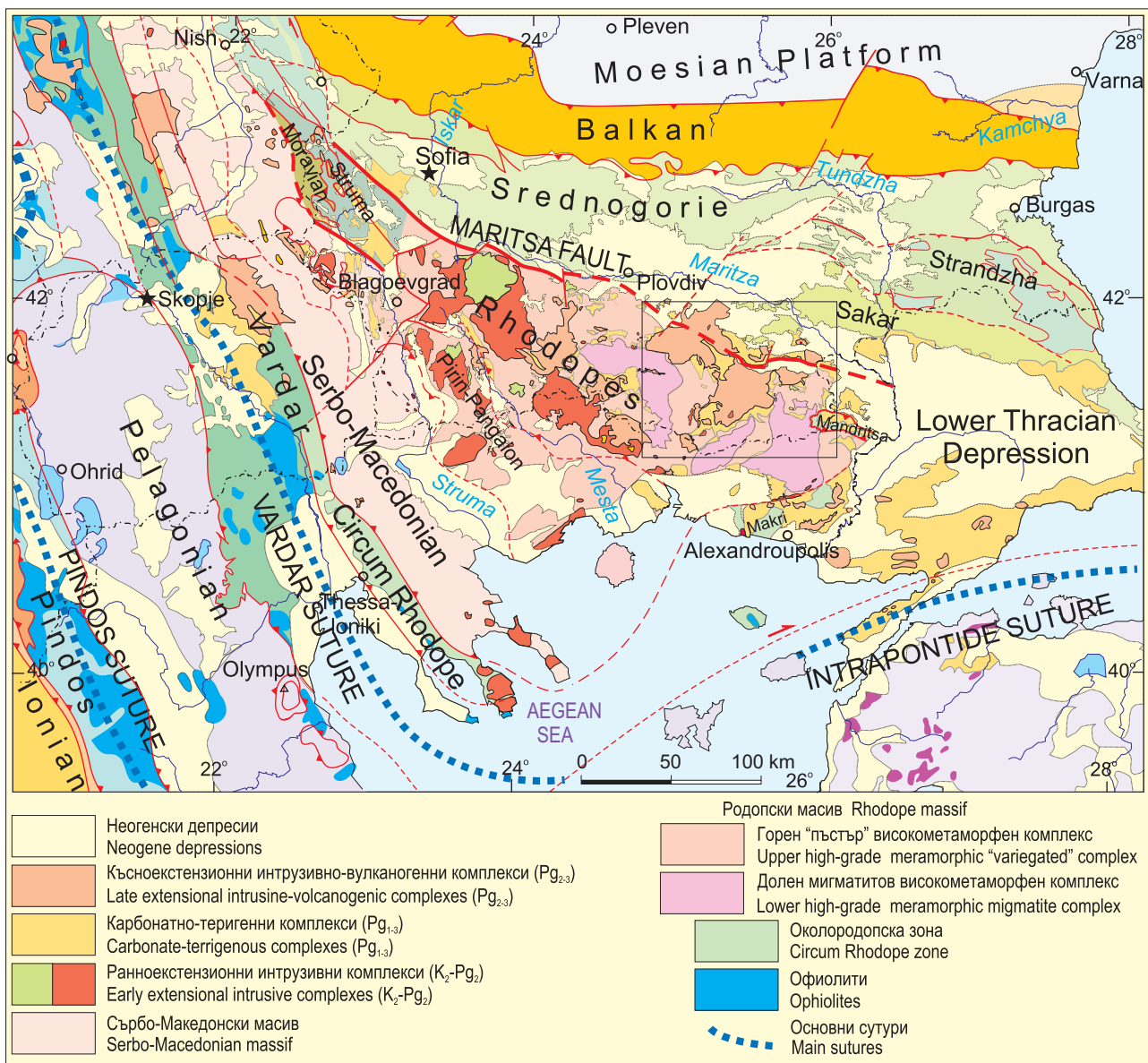
По химичен състав скалите се определят като гранодиорити, гранити и левкократни гранити и висококалиеви гранодиорити, гранити и левкократни гранити, съответно от калциево-алкалната и висококалиево калциево-алкалната серия.

2.3.3. Седиментно-вулканогенни комплекси

Наложените върху метаморфния фундамент понижения са изпълнени със седиментни и вулкански скали.

В изолирани разкрития в основата на пониженията се установяват палеоценови седиментни скали. В Източните Родопи това е Крумовградската група (Goranov, Atanasov, 1992; Боянов, Горанов, 1994; Горанов, Боянов, 1996), в Централните Родопи – Лъкинската група (Кожухаров и др., 1991), а в ЮЗ България – Парилската свита (Загорчев, 1995). Всички те са в континентален фациес.

Над палеоценовите седименти или директно върху метаморфния фундамент лежат еоценови (приабонски) и олигоценски седименти. В основата се отлагат грубо-теригенни скали, а в по-високите части на разреза – главно песъчливи разновидности или флишоидни последователности. На места се установяват и рифови варовици. Първоначало те се отлагат в континентални условия, а впоследствие – в плиткоморски.



Фиг. 2. Геоложка карта на Моравско-Родопската зона (по непубл. данни на Дабовски)
Fig. 2. Geological map of the Moravian-Rhodope zone (according to Dabovski, unpubl. data)

Върху седиментните скали, рядко непосредствено върху метаморфния фундамент, се разполагат огромно количество разнообразни вулкански скали.

2.4. Късноалпийска еволюция

Родопите се разглеждат като част от алпийска навлачна постройка (Янишевски, 1937; Иванов, Ж., 1998, и др.), възникнала през колизионния етап от развитието на орогена върху северната крайнина на Тетиския океан в условия на компресия (Ricou et al., 1999; Ivanov, Z., 1989, 2000; Dabovski et al., 2002, и др.). Възрастта на навли-

чанията е дискуссионна и вероятно е многоактна – средна юра, ранна креда, късна креда (Dabovski et al., 2002).

През късната креда по Вардарската и Интрапонтидната зона се осъществява субдукция на тетиската океанска земна кора в североизточна посока. В резултат се формира Средногорската островнодъгова система. Моравско-Родопската зона се разглежда като фронтална дъга на тази система (Dabovski et al., 2002). В края на късната креда се осъществява колизия на Африканската и Евразийската континентална плоча. Формират се голямомащабни синметаморфни навлаци, което довежда до значително удебеляване на земната

кора (Ivanov, Z., 2000). Това причинява термална релаксация и създаване на двуслойна система – горна крехка и долна пластична кора (Lister, Davis, 1989; Ivanov, Z., 2000). В резултат на изостатични деформации в частично разтопената долна кора се достига до екстензия и възникване на поредица от метаморфни ядрени комплекси (куполи). Тези куполи имат сходен строеж и синхронно развитие. В ядрата им (долната пластична кора) се разкриват високостепенни метаморфити, засегнати от силна мигматизация и анатексис (метагранити, мигматити, мигматизирани гнайси, еклогити, еклогитови амфиболити и анатектити). По периферията на куполите (горна крехка кора, „пъстър комплекс“) се разкриват разнообразни гнайси, амфиболити и мрамори, както и серпентинизирани ултрабазити. В горната крехка кора се внедряват синтетонски и посттетонски гранитоидни плутони (Ivanov, Z., 2000).

В общия случай Прародопската и Родопската надгрупа отговарят съответно на мигматитов комплекс (долна пластична кора) и „пъстър“ комплекс (горна крехка кора) от терминологията на екстензионната тектоника. На съответните геоложки карти границите между тях не се различават съществено.

През късния стадий на екстензия става ексхумация на мигматитите от ядрената част на куполите. Кулминацията на тези процеси настъпва през еоцена (Ivanov, Z., 2000). Смята се, че върхът на алпийското метаморфно събитие се бележи от дискордантната левкосома на кристализация на новообразуваната анатектична топилка ($P=4,5-6$ kbar, $T=720-750$ °C; Georgieva et al., 2002).

За Централнородопския купол по U/Pb анализ на циркон и монацит от тази левкосома е определена възраст 53–36 Ма. Следпиковата ексхумация се датира по Ar/Ar и Rb/Sr изотопи на биотит, апатит и калиев фелдшпат и U/Pb изотопи на монацит на 36,5–34,5 Ма (Пейчева и др., 1993; Peytcheva et al., 2000; Ovtcharova et al., 2003b; Овчарова, 2005).

Времето на ексхумация на Белоречкия и Кесибирския ядрен комплекс се определя на 47–35 Ма (Пейчева и др., 1993; Пейчева, 1997) или 62–42 Ма за горния пъстър комплекс и 42–35 Ма за долния мигматитов комплекс (Krohe, Mroskos, 2002).

Във връзка с ексхумацията и тектонската ерозия на синметаморфния навлачен комплекс възниква система от слабо наклонени разломи на отделяне (detachment) и свързани с тях синтетични

и антитетични стръмни разломи. Тези разломи на отделяне са реактивирани навлачни повърхнини или новообразувани разломи на срязване, пресичащи косо границите на скалните комплекси и предшестващите разломи (Ivanov, Z., 2000).

Между куполите на метаморфните ядрени комплекси и по периферията им се формират наложени, грабеновидни понижения (Georgiev, 2004, 2005). Те са арена на сладководна до плиткоморска седиментация (палеоцен-еоцен) и интензивен вулканизъм (еоцен-олигоцен, на юг в Гърция и миоцен).

Според Wortel, Spakman (2000) литосферната динамика на Средиземноморско-Карпатския район през последните 20 до 30 млн. години се определя от модела на отделяне (откъсване) на субдукционната плоча и миграцията на този процес по границата на плочата.

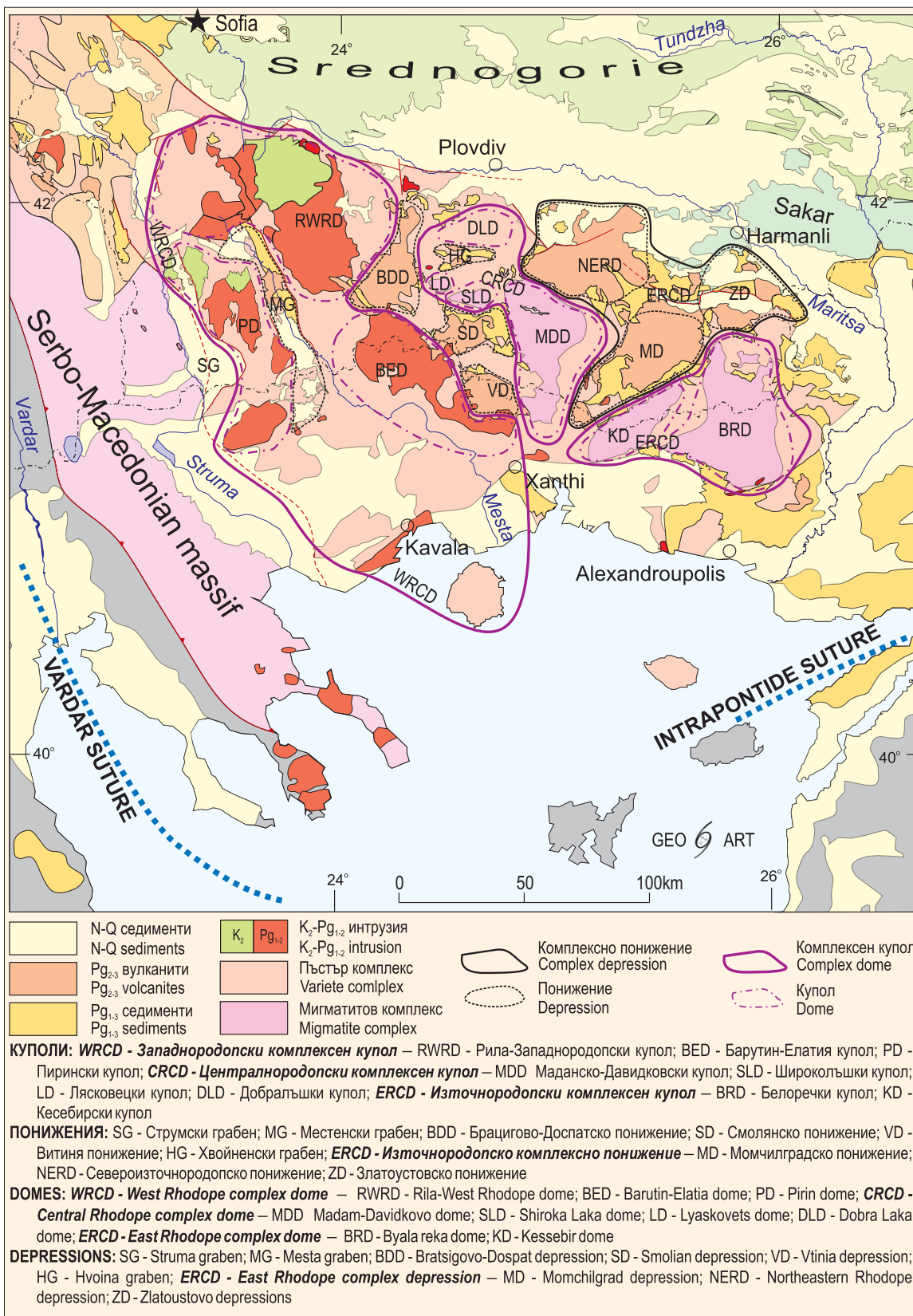
2.4.1. Терциерни сводове и понижения

Гънковите структури на метаморфния фундамент са обсъждани многократно в литературата. Доскоро доминиращо бе мнението за северозападната ориентация на основните гънкови структури – Севернородопска, Централнородопска и Южнородопска антклинала със синклинали между тях. Те са усложнени от напречното Маданско-Давидковско подуване. Предполага се докамбрийска или каледоно-херцинска възраст на основното гънкообразуване. Палеогенските понижения се разглеждат предимно като грабенови структури, контролирани от късноалпийски разломи (обзор в Бояджиев и др., 1971; Кожухаров, 1971).

Вапцаров, Делинска (1980) предполагат палеогенска възраст на сводовите подувания в Родопския масив. Иванов, Р. (1983, 1984) също приема терциерна възраст на образуване на сводовите структури в Сърбо-Македоно-Родопската зона. Предполага и връзка между сводово-блоковите движения и палеогенския магматизъм.

Ivanov, Z. (2000) обвързва образуването на сводовите структури с процесите на екстензия през палеогена и формирането на метаморфните ядрени комплекси.

Процесите на екстензия и свързаните с тях куполи са значително по-добре изучени в Родопския масив. За Сърбо-Македонския масив информацията е оскъдна, включително и за разкриващите се у нас фрагменти – Огражден и Осогово.



Фиг. 3. Куполи и понижения в Родопския масив (по Georgiev, 2006, геол. основа по непубл. данни на Дабовски)

Fig. 3. Domes and depressions in the Rhodope Massif (according to Georgiev, 2006, geol. base adapted from Dabovski, unpub. data)

В Родопския масив се отделят Западнородопски, Централнородопски и Източнородопски комплексен купол (Georgiev, 2006). Дефинирани са като комплексни куполи, защото са усложнени от по-високоразредни куполи и синклинално подобни гънки с наложени понижения между тях (фиг. 3).

Западнородопски комплексен купол. Той включва *Западните Родопи, Рила и Пирин*. Втрешният строеж на този купол не е много ясен. Тук липсват разкрития на долния мигматитов комплекс (само отделни неголеми фрагменти), поради което не се очертава добре ядрото на купола. Той е наситен обилно с гранитоиди плутони, което също затруднява интерпретацията на ядрения комплекс. Западната му периферия е деформирана от по-младия Струмски грабен (неоген).

Западнородопският комплексен купол е усложнен от „билния“ Местенски грабен („теменен“ по Иванов, Р., 1983). Той има асиметричен строеж (Burchfiel et al., 2003) и е изпълнен с еоценски и олигоценски седименти и предимно кисели вулканити.

На север и североизток от Местенския грабен се разполага Рило-Западнородопският купол, на югоизток – Елатия-Барутинският купол, а на югозапад – Пиринският купол.

Централнородопски комплексен купол. Основна първоразрядна структура в него е Маданско-Давидковският купол. В ядрото му се разкриват мигматизирани гнайси, а по периферията му – пъстрият метаморфен комплекс (Ivanov, Z., 2000). Северната му периферия е деформирана от Широколъшкия, Лясковецкия и Добралъшкия купол от по-висок ред.

Между Широколъшкия, Лясковецкия и Добралъшкия купол се разполага Хвойненският грабен. Той е изпълнен с олигоценски седименти и предимно кисели вулкански скали. Между Маданско-Давидковския купол, от една страна, и Широколъшкия и Лясковецкия купол, от друга страна, се вклинява Смолянското понижение.

Брацигово-Доспатското, Смолянското и Витинското понижение разделят Западнородопския и Централнородопския комплексен купол. Изпълнени са с еоценски и олигоценски седименти, риолитови игнимбрити и в подчинено количество андезити и латити. Тези понижения вероятно са изграждали едно комплексно понижение, но в резултат от ерозионния срез в съвременния план се разкриват само отделни фрагменти.

Източнородопски комплексен купол. Основна структура в него е Белоречкият купол. На запад от него като второразредна структура се разполага Кесебирският купол.

Момчилградското понижение е със североизточна посока и разделя Централнородопския и Източнородопския комплексен купол, респективно Маданско-Давидковския и Кесебирския купол.

Североизточнородопското и Златоустовското понижение се разполагат по североизточната периферия на Родопския масив.

Момчилградското, Североизточнородопското и Златоустовското понижение се обединяват в Кърджалийския регион и заедно образуват *Източнородопското комплексно понижение* (Източнородопско палеогенско понижение; Иванов, Р., 1960). То е изпълнено с палеоцен-олигоценски седименти и еоцен-олигоценски средни по състав и кисели вулкански скали.

Западнородопският комплексен купол се характеризира с най-дебела земна кора (38–52 km; обзор в Boykova, 1999). Централнородопският комплексен купол има средно дебела земна кора (35–40 km), а Източнородопският комплексен купол се отличава с тънка земна кора (32–36 km). Източнородопското комплексно понижение се характеризира с най-тънка земна кора (30–35 km).

През палеогена тези куполи са имали по-дебела земна кора. Съотношенията на дебелините между отделните куполи обаче вероятно са били подобни.

Дебелината на земната кора в тези структури корелира със съвременния геоморфоложки план. Районът на Западнородопския комплексен купол се характеризира с най-висок релеф – 1500–3000 m н. в. Ареалът на Централнородопския комплексен купол има средно висок релеф – 1000–2000 m. Източнородопският комплексен купол се характеризира с най-ниски форми – 400–1200 m.

„Куполите“ всъщност са повърхностна изява на лещи, които плуват върху мантията. От тях над морското ниво се подават само около 5% подобно на връх на айсберг.

2.4.2. Късноалпийска екстензия и магматизъм

Продуктите на късноалпийския магматизъм очертават широка дъговидна на магмена активност от Сърбо-Македонския и Родопския масив (K_2 -Pg₃), през Егейските острови и Западна Турция (N₁) до Южноегейската вулканска дъга (N₂-Q).

Разкритията на палеогенските магматични комплекси оформят пояс с направление СЗ–ЮИ, дължина над 1200 km и ширина до 130 km. Той се следи от Словения и Сърбия, през Македония, България и Гърция до Европейска Турция. Магматизмът е концентриран главно в Сърбо-Македонския и Родопския масив и около техните граници. Само в западната си част поясът пресича Вардарската зона и завива на запад по северната периферия на Динаридите. Този пояс е описан като: Македоно-Родопско-Северноегейска вулканска зона (Harkovska et al., 1989) или магмен пояс (Marchev, Shanov, 1991), Сърбо-Македоно-Родопски-Западнотракийски пояс (Yanev et al., 1998); Дрина-Родопска дъга (Lips, 2002), Сърбо-Македоно-Родопски пояс (Neubauer, 2002).

Палеогенският магматизъм е пряко свързан с процесите на екстензия в Моравско-Родопската зона. Контурите на магматичната зона обаче невинаги съвпадат точно с границите на тази тектонска зона (фиг. 2). На територията на България този магматизъм се установява както в Краищидите, така и в Средногорската и Сакарската зона (Горнотракийската депресия), но около границите на Родопския масив.

Отделят се два типа магматизъм, свързан с процесите на екстензия (Marchev et al., 2004b; Georgiev, 2004, 2005).

2.4.2.1. Плутогенен магматизъм на ранния екстензионен етап

Началният етап на постколизивната екстензия се бележи от внедряването на син- и посттектонски гранитоиди („южнобългарски гранити“) в горната крехка кора (Ivanov, Z., 2000) в интервала K_2 – Pg_2 (80–36) Ma (фиг. 2, 3). Най-обилно е насищането с такива гранитоиди в районите с най-дебела земна кора (40–52 km; Западнородопски комплексен купол), където изграждат значителни по обем плутони (батолити). Те са главно в хипоабисален фациес и с кисел състав. Някои плутони имат полифазен строеж – Рило-Западнородопски батолит, Южнопирински плутон и др.

Разграничават се два типа гранитоидни плутони (Пейчева и др., 1998; Георгиев, 2005).

Пиринският тип се характеризира с високи стойности на $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ – от 0,709 до 0,723, най-често в интервала 0,710–0,713. Към този тип са плутоните в района на Пирин планина и близките ѝ крайнини (Централнопирински, Севернопирински, Безбожки, Тешевски). Това се

отнася както за къснокредните, така и за палеогенските фази (Загорчев, Мурбат, 1983; Загорчев и др., 1987; Machev et al., 2000). Същите автори предполагат коров (анатектичен) произход на гранитоидните плутони от Пиринския регион.

Тези плутони се разполагат по „билните“ зони на Западнородопския комплексен купол, в участъците с най-дебела земна кора (около и над 45 km). Те вероятно са резултат от мобилизацията на континентална кора в долния пластичен слой (S-тип).

Рило-Западнородопският тип има значително по-ниски $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ – от 0,705 до 0,709, обикновено в интервала 0,706–0,708 (Пейчева и др., 1998; Soldatos, Christofides, 1986; Georgiev et al., 2008). Тук се включват Рило-Западнородопският батолит и всички останали плутони, за които има данни – Елатиянският и Чучулигинският плутон.

Пейчева и др. (1998) обясняват сравнително ниските стойности на $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ на Рило-Западнородопския батолит със смесен коровомантиен произход на родоначалните магми. За първата фаза (80 Ma) се предполага субдукционна обстановка на генериране на първичната магма, а за II и III фаза (42 и 36 Ma) – колизивна. Kamenov et al. (1999) разглеждат първата фаза на Рило-Западнородопския батолит като синметаморфна, образувана със значително участие на мантийно вещество(?). Последните две фази (40–35 Ma) те възприемат като постметаморфни и с коров произход на изходния субстракт. Soldatos, Christofides (1986) предполагат за плутона Елатия горномантиен произход на родоначалните магми, образувани в обстановка на субдукция и обогатени с коров материал.

Тези плутони се разполагат по „склоновете“ на Западнородопския комплексен купол (Рило-Западнородопски батолит, Елатиянският плутон), които са с дебелина на земната кора 40–45 km, или в Централнородопския и Източнородопския комплексен купол, които са с дебелина на земната кора 32–40 km. Те вероятно също са резултат на мобилизация в долния пластичен слой на земната кора, но със значително участие в нея на фрагменти от по-стара океанска кора (I тип), а вероятно и с привнос на мантийно вещество.

2.4.2.2. Вулканогенно-плутогенен магматизъм на късния екстензионен етап

Магматизмът през този етап ($Pg_{2,3}$) е главно във вулкански фациес. Той е с кисел и среден (рядко

базичен) състав и е локализиран предимно в наложените понижения (фиг. 2, 3). В най-големите средни по състав вулкански постройки са внедрени комагматични монзонитоидни плутони.

В ядрените комплекси извън пределите на пониженията магматизмът от този етап е силно редуциран и е представен от субвулкански кисели и по-рядко средни до базични по състав тела и дайки. В единични случаи се установяват и плутонични тела.

Отделят се три района на разпространение на вулкански скали (Harkovska et al., 1989). В *Струмския* и *Централнородопския вулкански район* вулканизмът е предимно с кисел състав – дацити, риодацити и риолити до трахидацити, трахириодацити и трахириолити. Средните по състав разновидности (андезити и латити) имат силно подчинено значение.

В *Струмския вулкански район* за Краищенската магмотектонска зона калциево-алкалните дацити и риодацити се датират на 47–42 Ма (Harkovska et al., 2004). Авторите поставят под съмнение принадлежността им към Македоно-Родопско-Северноегейската магмена зона (те са по-стари и са от калциево-алкалната серия). В Руенската магмотектонска зона вулканските скали са от висококалиевата калциево-алкална и шошонитовата серия и са с възраст 33–30 Ма (Harkovska, Pecskaу, 1997). Висококалиевите калциево-алкални дацити от Горнорибнишката магмотектонска зона (Огражденска и Малешевска планина) се датират на 33–31 Ма (Pecskaу et al., 2001). Риолит от Осогово се определя на 29 Ма (Graf, 2001). За риодацитовите пирокласти в Блатешнишкия грабен се определя възраст 33 Ма (Harkovska et al., 2002). Вулканитите в Глоговишкия грабен се датират на 38–33 Ма (Божков и др., 1985), а за блок от вулканични „карищенски тип“ в епикластитите – 45 Ма (Харковска, 2004).

В *Централнородопския вулкански район* риолитови и андезитови до базалтови дайки се определят на 35–31 Ма; дацит-риодацитови субвулкански тела и куполи в Местенския грабен и лавоподобните (игнимбрити) в пониженията Брацигово–Доспат, Перелик и Котили–Витиня са с възраст 32–28 Ма; риодацити и дацити от Местенския масив се датират на 33–28 Ма (Harkovska et al., 1998a; Pecskaу et al., 2000). Всички те са от висококалиевата калциево-алкална и шошонитовата серия.

В *Източнородопския вулкански район* магматизмът е най-обилно представен и е със среден

(рядко базичен) и кисел състав. Този вулкански район в основни линии съвпада с Източнородопското палеогенско понижение на Иванов, Р. (1960). Публикуваните данни по Ar/Ar метод са в интервала 33–31,5 Ма (Marchev, Singer, 1999, 2002).

Някои понижения са изпълнени и с неогенски континентални до плиткоморски теригенни седименти.

В Струмския и Централнородопския вулкански район магматизмът е предимно от висококалиевата калциево-алкална серия, докато в Източнородопския вулкански район е главно от висококалиевата калциево-алкална и шошонитовата до висококалиевата субалкална серия (Harkovska et al., 1989; Georgiev, Milovanov, 2003b, 2004).

Яранов (1960) и Иванов, Р. (1964) описват надлъжна зоналност в разпределението на магматизма от този етап. В централните сводови части на Родопския масив вулканизмът е с кисел състав (платориолити, невадитов тип риолити). В източния и западния му фланг е с кисел и среден (до базичен) състав.

В района с най-дебела земна кора (Западнородопския комплексен купол – 40–52 km) този магматизъм е спорадично проявен и е главно с кисел състав (Местенски грабен). В северозападна и изток-югоизточна посока от този централен район (съответно Струмски и Централнородопски вулкански район), където земната кора е с дебелина 35–40 km, магматизмът е представен по-обилно и е предимно с кисел състав – дацити, риодацити и риолити до трахидацити, трахириодацити и трахириолити. Средните разновидности (андезити и латити) имат силно подчинено значение. В Източнородопския вулкански район, където земната кора е най-тънка (30–35 km), магматизмът е най-обилно представен и е със среден и кисел състав. Базичните разновидности (базалти, абсарокити) също са представени, но с подчинено значение.

Началните стронциеви отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i за този магматизъм варират в широки граници, но са сравнително ниски – 0,703–0,709. Тези данни предполагат, че магматизмът от този етап има предимно мантиен произход.

Между отделните куполи и по периферията им в процеса на сводообразуване и ексхумация на ядрените комплекси става изтъняване на земната кора. На повърхността между куполите се налагат понижения. В същите участъци се осъществяват мантиен диапиризъм и проникване на магми с мантиен произход в земната кора (Georgiev, 2004,

2005). При движението си нагоре тези магми се обогатяват в различна степен с коров материал.

2.5. Металогенна характеристика

Основната част от полезните изкопаеми в Моравско-Родопската зона се образуват през късноалпийската епоха. Това са находища както на метални, така и на неметални полезни изкопаеми – W-Mo, Pb-Zn, Au-Pb-Zn, Au, флуорит, zeолити, перлит, бентонит и др. По-ранните металогенни изяви в разглеждания район имат силно подчинено значение.

2.5.1. Металогенни епохи и промишлено-генетични типове

2.5.1.1. Докъсноалпийски металогенни епохи

С тези епохи се свързват метаморфозирани в различна степен допалеогенски орудявания. Това са главно хромови и железни находища и проявления, които имат сравнително широко разпространение, но ограничено икономическо значение. Офиолитовите комплекси, с които те асоциират, се датират като неопротерозойски, ордовиксилурски и дори юрски (Peytcheva et al., 1998; Carrigan et al., 2003; Naydoutov et al., 2004; Bonev et al., 2010b). Поради това е трудно да се определи точно металогенната епоха на образуването им. Възможно е и орудяванията да са разновъзрастни.

Главни орудявания

Хромови (+Ni, Co) магматични и хидротермални находища и проявления. Рудните тела са малки, гнездообразни, локализирани сред серпентинизирани ултрабазити в офиолитовите комплекси. Орудяването е предимно впръслечно. Главни рудни минерали са магнохромит и хромпикотит (Желязкова-Панайотова, в: Смирнов и др., 1986).

Второстепенни и ограничено разпространени орудявания

Известни са още следните типове орудявания:

- железни метаморфозирани проявления (джеспилити; Кожухаров и др., 1975; Канурков, 1988);
- титанови метаморфозирани проявления;

- медни вулканогенно-хидротермални орудявания;
- уран-торий редкоземни и уран-фосфатни метаморфни проявления (Скендеров и др., 1994ф; Бедринов и др., 1994ф).

2.5.1.2. Късноалпийска металогенна епоха

2.5.1.2.1. Ранноекстензионен металогенен етап (K₂-Pg₂)

Минералните суровини на този етап са генетично или парагенетично свързани с гранитоидните плутони на ранния екстензионен етап и с метаморфните процеси.

Главни орудявания

Волфрам-молибденови скарнови находища и проявления. Най-значително е натрупването в Мусомищенското рудно поле. Скарните са калциеви. Върху тях се налагат минералите шеелит и молибденит. В периферните части на рудното поле се образува полиметална минерализация – галенит, сфалерит и др. (Манева, Нафтали, 1992ф; Манева и др., 1994; Kolkovski, Georgiev, 2006; Георгиев и др., 2007).

Волфрамови хидротермални и скарнови находища и проявления. Рудните тела са жилни или с неправилна форма. Главните минерали са кварц (обикновено над 80%), пирит, шеелит, ортоклаз. Второстепенните минерали са представени от галенит, сфалерит, халкопирит. Като примеси се установяват магнетит, молибденит, бисмутинит и др. Карбонатите са представени ограничено, главно от калцит. Най-типичен представител е Грънчаришкото рудно поле (Димитров, С., 1981; Димитров, Байрактаров, 1992ф; Манева и др., 1994; Георгиев и др., 2007).

Молибденови хидротермални находища и проявления. Орудяванията са жилни или жилково-впръснат тип. Минералният състав е главно кварц (обикновено >90%) и сулфиди – молибденит, пирит, галенит, сфалерит, халкопирит. Като минерали-примеси са представени предимно среброносни бисмутови сулфосоли, бисмутинит, айкинит, лилианит. Карбонатите са ограничено проявени, главно калцит. Най-съществено е натрупването на молибден в Бабякското рудно поле (Делчев, Димитров, 1965; Димитров, Бай-

рактаров, 1992ф; Манева и др., 1994; Георгиев и др., 2007).

Уранови хидротермални находища и проявления (собствено уранов тип). Локализирани са в гранитоидните плутони. Рудните тела са жи-лообразни, стълбообразни, лещообразни и с гнез-дова форма. Минерализациите са представени от уранови силикати (уранофан и бетауранофан) и отунит. Типичен представител е Белоискърското рудно поле (Скендеров и др., 1994ф; Бедринов и др., 1994ф).

Ураново-полиметални хидротермални на-ходища и проявления. Съсредоточени са също в пределите на гранитоидните плутони. Ураново-то орудяване е главно от слюден тип – предимно отунит и торбернит. На по-голяма дълбочина се появяват уранофан, уранови чернилки и насту-ран – слюденият тип орудяване преминава в си-ликатен. Сулфидната полиметална минерализация е представена от пирит, арсенопирит, халкопирит, халкоцит, ковелин, галенит, сфалерит, в отделни случаи с повишени съдържания на Au и Ag (Скен-деров и др., 1994ф). Характерни предствители са Велинградското и Нареченското рудно поле.

Второстепенни и ограничено разпростра-нени орудявания

Оловно-цинкови хидротермални находи-ща и проявления. По своето разпространение те съперничат на молибденовите. В повечето случаи обаче тези минерализации са елемент от хидро-термалния процес в молибденови, волфрамови, волфрам-молибденови, железни, медни и флуори-тови находища.

Златно-полиметални хидротермални на-ходища и проявления. Типичен представител е находище Сребрен. То е локализирано в югоиз-точната част на Рило-Западнородопския батолит. Рудните тела представляват минерализирани зони. Минералният състав е представен главно от кварц, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, а второстепенни минерали са халкопирит, тенантит-тетраедрит, рутил, ксенотим, шеелит, самородно злато, електрум (Георгиев, 2007ж; Видинли и др., 2007). Околорудните изменения са грайзенев тип.

Железни скарнови находища и проявления. Те имат двойка позиция (Георгиев и др., 2007). В

едни случаи са представени от рудопроявления, несъмнено *генетично свързани с гранитоидни плутони*. В други случаи тези орудявания са *без видима връзка с магматизма*.

Флуоритови хидротермални находища и проявления. Локализирани са в Юговското рудно поле в тясна връзка с едноименните гранитоиди (Тодоров, 1989; Тодоров, Ангелов, 1992).

Талкови, азбестови и магнезитови мета-морфогенно-метасоматични и хидротермални проявления. Те асоциират със серпентинизирани-те ултрабазити и вероятно са резултат на хидро-термалната дейност на ранноекстензионния етап.

Установяват се още следните типове минера-лизации, свързани с този етап (Иванов, И., 1989, 1991; Кацков, 1989; Трашлиев, 1989):

пегматитови находища на фелдшпат и мус-ковит;

пегматитови находища на ювелирен кварц;

медни скарнови проявления;

медни хидротермални проявления (+Mo);

редкоземна скарнова и хидротермална мине-рализация;

кианитови (дистенови) метаморфогенни на-ходища и проявления;

графитови метаморфогенни проявления.

2.5.1.2.2. Късноекстензионен металоогенен етап (Pg₂₋₃)

Орудяванията от този етап са свързани преди всичко с вулканогенно-плутогенния екстензионен магматизъм.

Главни орудявания

Оловно-цинкови и златно-полиметални (Au-Pb-Zn) находища и проявления. Този тип орудявания имат основно промишлено значение в разглеждания район.

Оловно-цинкови скарнови и хидротермални находища и проявления в Осоговския и Централ-нородопския руден район.

В Централнородопския руден район са устано-вени повече от 60 находища (обзор в: Димитров, Р., 1988). Най-обилно е рудонасищането в Мадан-ското рудно поле. Орудяванията са парагенетично свързани с неправилни тела и дайки от риолити.

Предполага се, че те са субвулканска изява на неразкрит на повърхността плутон. Рудните тела са жилни и апоскарново-метасоматични. Главните минерали са кварц, галенит и сфалерит, а в метазалежите – и йохансенит. Второстепенна роля играят карбонатите (калцит, родохрозит и др.), пиритът, халкопиритът, в някои находища и арсенопиритът. От минералите-примеси най-широко са разпространени тетраедритът и тенантитът (Кольковски, Манев, 1988; Нафтали, Малинов, 1988; Кольковски, Нафтали, 1988; Стойнова, 1988; Георгиев и др., 2007, и др.).

В Руенското рудно поле, Осоговски руден район, от този тип са находищата Руен, Мали Руен–Белите сипеи, Лебница и редица проявления. Рудните тела са жилни, жилкововпръснати (линейни щокверки) и метасоматични с пластообразна, лещовидна и неправилна форма (Мънков, 1976). Основни рудни минерали са галенит, сфалерит, пирит и халкопирит. В находище Саса (Македония) рудните тела са главно от метасоматичен тип.

Златно-полиметални хидротермални орудявания в Източнородопския руден район. Във всяко рудно поле се отделят находища (рудни тела) от два подтипа – кварц-галенит-сфалеритов и кварц-златно-полиметален. В пределите на Източнородопското комплексно понижение основните рудни полета от този тип се разполагат сред най-големите средни по състав вулcano-плутонични постройки в съответните понижения. Рудните тела са предимно от жилин или жилкововпръснат тип. Главни рудни минерали са галенит, сфалерит и халкопирит, второстепенни – тетраедрит-тенантит, пирит, хематит, спекуларит; нерудни – кварц, калцит, доломит, барит. Златото присъства във всички парагенези, но доминира в късната, обикновено сулфосолна парагенеза.

Златни хидротермални орудявания. Епитермални нискосулфидни кварц-златно-адуларови находища и проявления са локализиращи сред палеоценските и еоценските седименти. Рудните минерали са представени от пирит, марказит, халкопирит, арсенопирит, пиротин, сфалерит, галенит, тетраедрит, електрум и Au-Ag телуриди (Кунов и др., 2001; Marchev et al., 2003; Желев, 2007). Сулфидните минерали тук за разлика от златно-полиметалните орудявания са спорадично проявени. Рудните тела са линейно-щокверкови или пластообразни, вместиени в разломи на отде-

ляне (detachment) и благоприятни за заместване пластове (дребнокъсови конгломерати).

Сред метаморфитите по СИ периферия на Белоречкия ядрен комплекс също са локализиращи епитермални златни орудявания – Камилски дол (Nakov et al., 2001).

Уранови хидротермални находища и проявления. Най-значително е натрупването в находище Герзовица, Смолянското рудно поле (Бедринов и др., 1994ф; Бедринов, 2005). Орудяването е вместиено сред риолити, игнимбрити и епикластити и е привързано към стръмно западащи и полегати тектонски нарушения. Рудните тела имат формата на лещи, жили, гнезда, стълбове и пластове. Орудяването принадлежи към кварц-настурановия тип с главни допълнителни минерали – уранови чернилки, пирит, марказит, кварц, калцит. Второстепенни минерали са хематит, арсенопирит, сфалерит, опал, халцедон, а редки – халкопирит и молибденит. В оксидационната зона се срещат отунит, басетит, уранофан, бетауранофан, торбернит. Околорудните метасоматити са аргилизитов тип.

Уранови инфилтрационни находища в теригенни седиментни скали. Имат широко разпространение в наложените понижения. Типичен предствител е находище Елешница. Орудяването е отложено сред палеогенски теригенни седименти в Местенския грабен (Стойков, Божков, 1991; Скендеров и др., 1994ф). Главният уранов минерал е кофинит, съпроводжан от настуран, отунит, торбернит, уранофан и съвсем рядко ципеит. От сулфидите се срещат пирит и марказит, а от нерудните – зеолити и калцит. Рудните тела са главно пластообразни.

Към главните за този етап полезни изкопаеми се отнасят още *зеолитовите вулканогенни находища и проявления; бентонитовите хидротермално-метасоматични находища и проявления и перлитовите магматични находища и проявления.* Те са характерни преди всичко за Източните Родопи и са описани в глава 4.

Второстепенни и ограничено представени орудявания

Антимоновите хидротермални находища и проявления. Характерен предствител е Рибновското рудно поле. То е разположено сред ме-

таморфити в източната рамка на Местенското понижение. Рудните тела са привързани към междоформационно скъсване по границата гнайси-мрамори. Характерно е сравнително високото съдържание на Au (до 2 g/t). Рудните тела имат лещообразна и пластообразна форма. Минерален състав: главни минерали – кварц, стибнит; второстепенни – пирит, арсенопирит; минерали-примеси – бертиерит, реалгар, аурипигмент и др. (Костов, Р., 1979; Тодоров, Федерчук, 1993).

Флуоритови хидротермални находища и проявления. Локализирани са в Михалковското рудно поле. То е разположено сред метаморфити в източната рамка на Брацигово-Доспатското понижение (Тодоров, 1989). Флуоритовите тела са лещи, гнезда и тела с неправилна форма. Те са образувани на контакта между мрамори и силикатни метаморфити (главно гнайси). Главни минерали са кварцът и флуоритът. В незначителни количества присъстват галенит, сфалерит, пирит, марказит, халкопирит, барит и др.

Алунитови хидротермални находища и проявления. В Централните Родопи алунитови минерализации са установени в района на с. Стоманово, Девинско. Те са локализирани сред кисели пирокластични и вулканоседиментни скали, разположени под игнимбритовите подоци на Брацигово-Доспатското понижение (Velinov et al., 1972; Katskov, 1987; Харковска, Велинов, 2002; Velinov et al., 2007). Отвън навътре се отличават три основни зони на хидротермална промяна: кварцово-серицотова ±аргилизитова → зона на алунитовите кварцити (±диаспор) → зона на монокварцити.

В Източните Родопи те са свързани със средните по състав вулкански комплекси и поствулканските им изменения (Радонова, 1972, 1973б; Велинов, Кунов, 1989; Velinov et al., 2007).

С този подетап са свързани още следните типове полезни изкопаеми (Мънков, Андреева, 1974; Мънков, 1976; Канурков, 1988; Стойков, Божков, 1991; Манков, 2006; Скендеров и др., 1994ф; Бедринов и др., 1994ф):

- *ураново-полиметални хидротермални находища и проявления;*
- *железни скарни проявления (+Pb, Zn);*
- *волфрамови хидротермални проявления (+Mo, Pb, Zn, Cu);*
- *железни супергенни орудявания;*

- *халуазит-каолинитови изветрителни находища;*
- *уран-въглищно-глинести диагенетични орудявания.*

2.5.1.2.3. Финален постмагматичен металоγενен етап (Pg₃-Q)

Олигоцен-плиоценски металогенен подетап

Главни орудявания

Уранови инфилтрационни находища в теригенни седиментни скали. От този тип са орудяванията в Санданското ураново рудно поле в Струмския грабен, Симитлийското рудно поле в едноименния грабен, както и находище Болярово (Хасково) в Горнотракийското понижение (Драгоманов и др., 1994ф).

Второстепенни и ограничено представени орудявания

Флуоритови хидротермални находища и проявления. Представени са в ЮЗ България, като най-типичен представител е находище Славянка (Зидарова, Костов, 1979; Нечев, 1979; Тодоров, 1989).

Плиоцен-кватернерен металогенен подетап

Уранови супергенни находища и проявления. В много от описаните уранови находища супергенните процеси са интензивно развити и в тях са експлоатирани супергенно набогатени рудни тела, представени главно от отунит (Скендеров и др., 1994ф; Бедринов и др., 1994ф; Драгоманов и др., 1994ф).

Златни седиментни орудявания. По долините на Струма, Места и някои по-малки реки са установени разсипни натрупвания на злато, локализирани в кластичните седименти на речните тераси (Манева, Нафтали, 1992ф; Манева и др., 1994; Обретенов, 2007).

2.5.2. Металогенно райониране

Както бе подчертано, доминиращо икономическо значение в разглеждания район имат къс-

ноалпийските орудявания, свързани генетично или парагенетично с екстензионния магматизъм (Георгиев, 2007а; Георгиев и др., 2007). Поради това границите на Моравско-Родопската металогенна зона съвпадат с ареала на разпространение на този магматизъм – Македоно-Родопско-Северноегейската магматична зона (фиг. 4).

Тази металогенна зона е известна в нашата литература като Сърбо-Македоно-Родопска металогенна зона (Богданов, Димитрова, 1983) или Родопска металогенна зона (провинция, субпровинция; Стоянов, 1979; Димитров, Р. и др., 1979; Dokov et al., 1989; Манева, 1997; Милев и др., 2007; Нафтали и др., 1992ф, и др.). Тук се използва Моравско-Родопска металогенна зона за уеднаквяване на наименованието със съответната тек-тонска единица.

Традиционно в Моравско-Родопската металогенна зона на територията на България се отделят Осоговски, Западнородопски (вкл. Рила и Пирин), Централнородопски и Източнородопски руден район (Стоянов, 1979; Димитров, Р. и др., 1979, 1988; Богданов, Димитрова, 1983; Манева и др., 1994; Манева, 2002).

В някои от тези подялби Западнородопският и Централнородопският руден район са обединени като Западнородопски (Стоянов, 1979) или Централнородопски (Манева, 2002). Манева и др. (1994) отделят в Централните Родопи и Юговско-Нареченски руден район.

Западнородопски руден район. Този район асоциира със Западнородопския комплексен купол. Той се характеризира с водещата роля на къснокредно-еоценските W-Mo орудявания и в подчинена степен на Au-Pb-Zn, Sb, Fe и Cu орудявания (фиг. 4). В него се отделят Рило-Западнородопски, Пирински и Местенски руден подрайон.

Рило-Западнородопският и Пиринският руден подрайон съвпадат пространствено съответно с едноименните куполи и включват минерализации, свързани с къснокредно-еоценските гранитоидни плутони – Mo и W скарнови и хидротермални; U, Au и Ag хидротермални; фелдшпатови, мусковитови и на ювелирен кварц пегматитови находища и проявления.

Местенският руден подрайон обхваща Местенския грабен и прилежащата му източна рамка. В него са локализираны орудявания, свързани парагенетично с вулканитите в понижението или локализираны в неговите седиментни скали – Sb и U хидротермални, както и разсипни на Au.

Осоговски руден район. Разполага се на територията на Сърбия, Македония и България. Преобладават главно Pb-Zn скарнови и хидротермални находища и в подчинена степен Mo и Sb хидротермални и Au разсипни находища.

Между Западнородопския и Осоговския руден район, респективно между Сърбо-Македонския и Родопския масив, в Струмския и Симитлийския грабен се разполагат съответно *Санданското и Симитлийското ураново рудно поле* с инфилтрационен тип находища, локализираны в неогенските седименти.

Централнородопски руден район. Той се разполага в Централнородопския комплексен купол. Основно промишлено значение в него имат олигоценските Pb-Zn скарнови и хидротермални орудявания, а Mo, Au-Pb-Zn и флуоритовите хидротермални минерализации имат второстепенна роля. Тук се отделят Маданско-Давидковски, Югово-Нареченски и Михалковски руден подрайон.

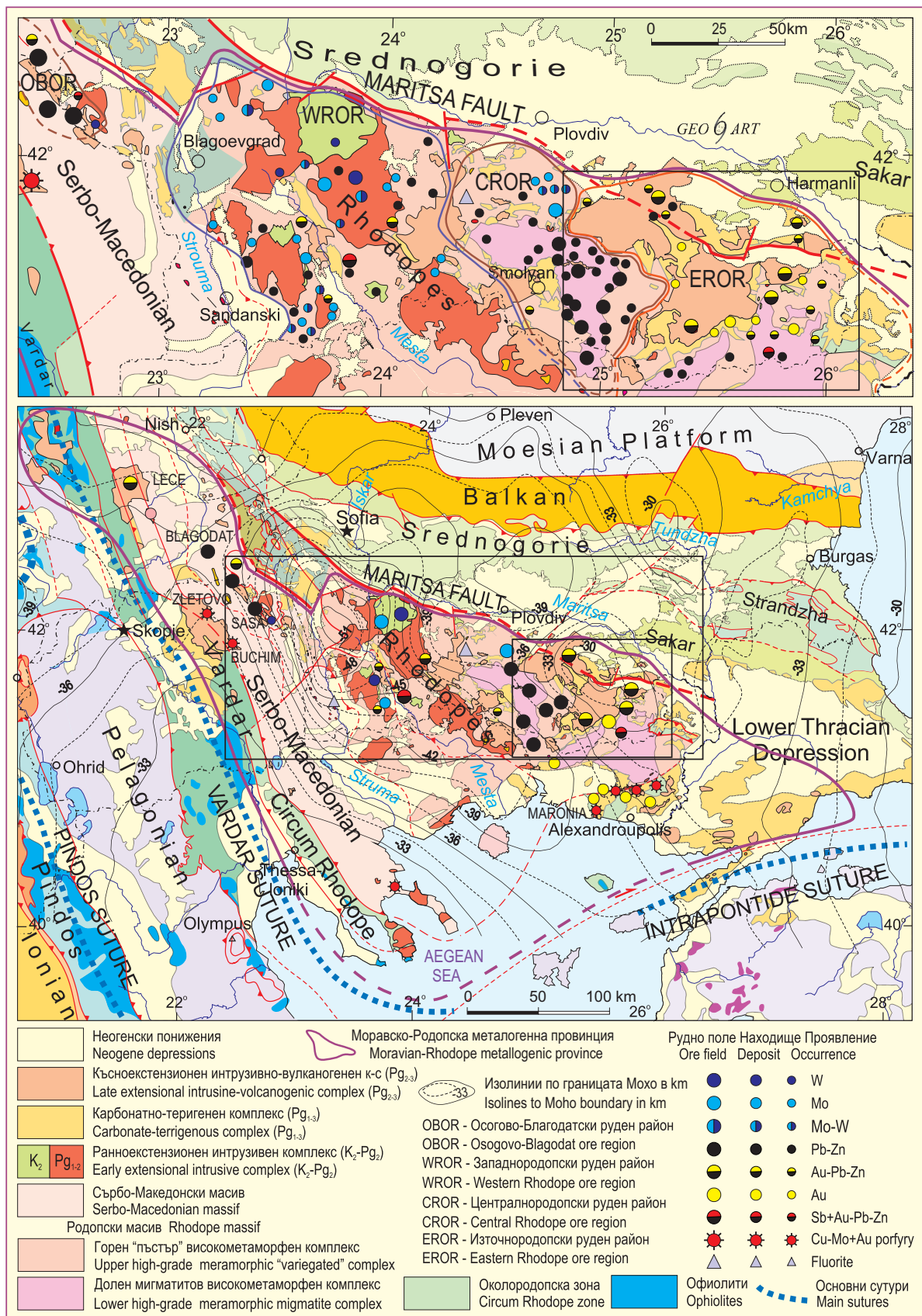
Маданско-Давидковският руден подрайон съвпада пространствено с едноименния купол. Тук широко разпространение имат Pb-Zn скарнови и хидротермални орудявания, свързани парагенетично с вулканогенно-плутогенния екстензионен магматизъм. Включва повече от 60 находища, обединени в Лъкинско, Давидковско, Маданско, Еньовченско, Ардинско и Термеско (в Гърция) рудно поле.

Юговско-Нареченски руден подрайон. С къснокредно-еоценските гранитоидни плутони в района на Югово и Лъки асоциират W, Mo, U, Pb-Zn и флуоритови хидротермални орудявания.

Михалковски руден подрайон. Обхваща Брацигово-Доспатското понижение и източната му рамка. Включва Михалковското флуоритово рудно поле, както и алунитовото находище Стоманово.

Източнородопски руден район. Този район включва Източнородопското комплексно понижение и Източнородопския комплексен купол. Доминиран е от златно-полиметални и златни хидротермални орудявания, свързани парагенетично с късноекстензионния магматизъм.

Съществено значение имат и зеолитовите и бентонитовите хидротермални и перлитовите магматични орудявания, асоцииращи със същия магматизъм и в подчинено значение антимонови и манганови хидротермални минерализации.



Фиг. 4. Родопска металогенна провинция и рудните райони в нея (геол. основа по непубл. данни на Дабовски)

Fig. 4. Rhodope metallogenic province and ore regions into it (geol. base adapted from Dabovskii, unpub. data)

Значително разпространение, но ограничено икономическо значение имат докъсноалпийските хромови и железни орудявания, асоцииращи с офиолитовите комплекси, азбестови и талкови минерализации, свързани с метаморфните промени, както и мусковитови, фелдшпатови и на ювелирен кварц пегматитови находища и проявления.

Леценски руден район (Сърбия). Включва главно Au-полиметални хидротермални находища (Богданов, Димитрова, 1983).

Злетовски руден район (Македония). Орудяванията са главно Pb-Zn хидротермални (Злетово), Cu-порфирни (Бучим) и Fe скарнови (Богданов, Димитрова, 1983).

2.5.3. Регионална зоналност на късноалпийската металогения

Димитров, Р. и др. (1979) разграничават в рамките на Родопската металогенна провинция три тектоно-магматични блока – Осоговски, Западно-родопски и Източнородопски. Отделят два типа оловно-цинкови находища. В първия тип цинкът отчетливо преобладава над оловото и отношението Pb:Zn се изменя от 0,4 до 0,8, най-често от порядъка 0,6–0,7. Към този тип се отнасят повечето оловно-цинкови находища в Източнородопския блок и вероятно редица находища в западната част на Осоговския блок. Вторият геохимичен тип се характеризира с повишени стойности на отношението Pb:Zn. То се мени от 0,8 до 2,0, средно около 1,2. От този тип са повечето находища в Централнородопския и Осоговския блок.

Посочените два геохимични типа показват огледална регионална зоналност. Тази зоналност се свързва със строежа на земната кора и типа на магматизма. В периферните зони магматизмът е предимно среден по състав, а земната кора – сравнително тънка и базифицирана. В централната зона магматизмът е кисел, земната кора е сравнително дебела и с добре изразен гранитен слой.

Богданов, Димитрова (1983) описват надлъжна зоналност в Сърбо-Македоно-Родопската металогенна зона. Тя се изразява в локализиране на средно-нискотемпературните кварц-полиметални и кварц-златно-полиметални орудявания в периферните части на срединния масив (Източнородопски, Злетовски и Леценски руден район) и относително по-високотемпературните полиметални

орудявания – в централните му части (Маданско-Лъкински и Осоговско-Благодатски пояс).

Според Димитров, Д. (1984) в периферните части на Сърбо-Македоно-Родопската металогенна зона оловно-цинковите находища са средно-температурни и са свързани със среден по състав магматизъм. Това са Кратово-Слишанският руден район в Македония, Южнородопският в Гърция и Източнородопският в България и Гърция. В централните части на тази металогенната единица оловно-цинковите находища са високотемпературни и са свързани с кисел (риолитов) магматизъм. От този тип са Осоговският и Маданско-Лъкинският руден район.

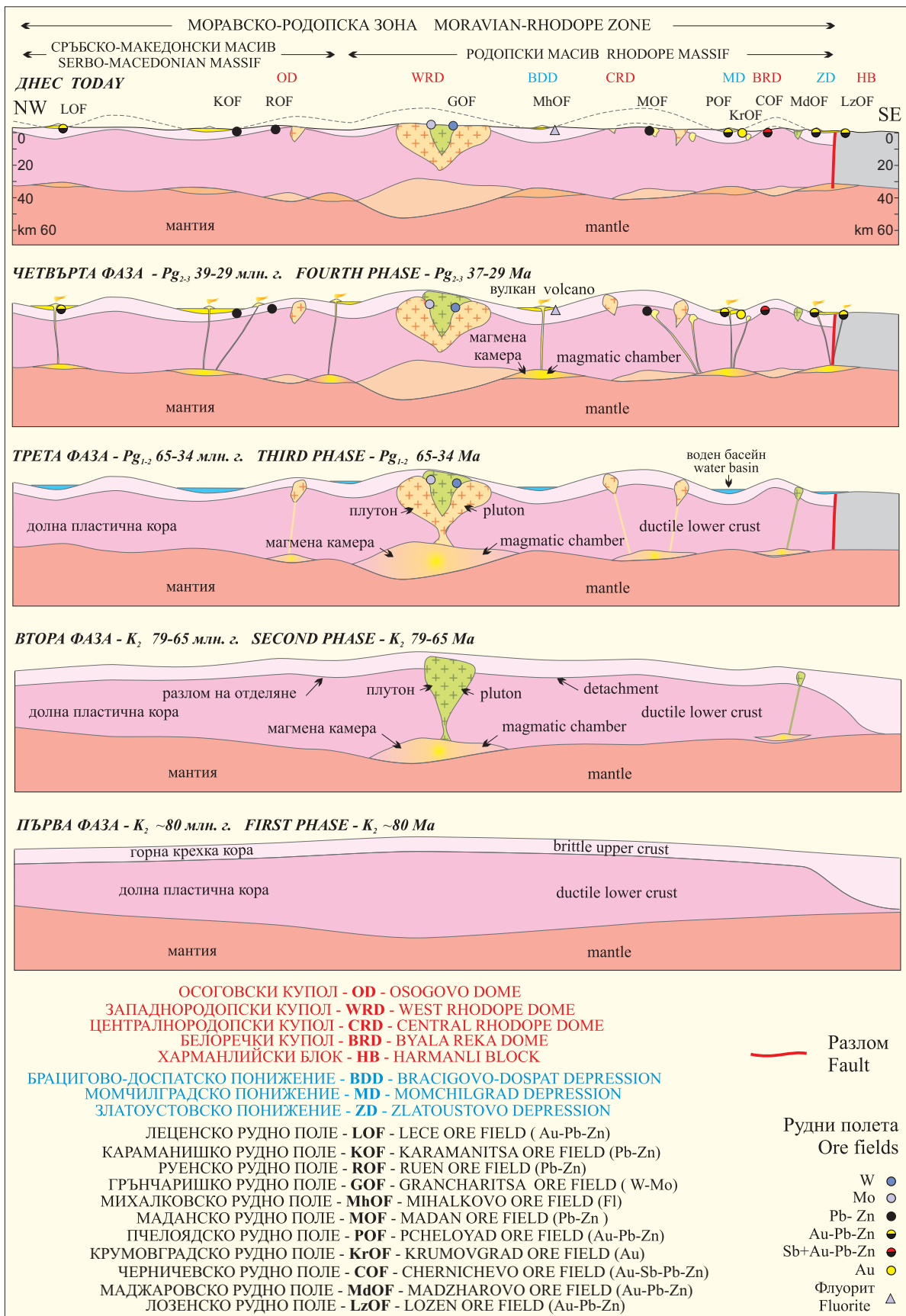
Neubauer (2002) описва напречна зоналност в олигоцен-миоценската Сърбо-Македоно-Родопска металогенна зона. В северната подзона са локализирани жилни Pb-Zn находища, вместени във вулкански скали или в метаморфни ядрени комплекси. В южната подзона доминират порфирни Cu-Au-Mo и епитермални Au минерализации. Тези орудявания са резултат на микроконтинентална колизия и асоциират със субсеквентен вулканизъм, вероятно свързан с механизма на обратно пречупената плоча (slab break-off).

Късноалпийските орудявания в Моравско-Родопската металогенна зона са свързани с процесите на екстензия в Моравско-Родопската тектонска зона. Според автора закономерностите в разпределението на полезните изкопаеми са свързани с дебелината на земната кора и от обема и типа на магматизма съответно от ранноекстензионния и къноекстензионния етап, които имат доста различна и специфична металогения.

2.5.3.1. Ранноекстензионен металогенен етап (K₂-Pg₂)

За този етап е характерно внедряването на гранитоидни плутони в горната крехка кора на куполите. С този магматизъм асоциират W-Mo скарнови и хидротермални, U хидротермални орудявания и с подчинено значение Au-Ag хидротермални, Fe и Cu скарнови орудявания, както и флуоритови хидротермални минерализации. Орудяванията са локализирани в плутоните или в непосредствената им метаморфна рамка.

Интензивността на орудяванията в отделните райони е различна. В Западно-родопския комплек-



Фиг. 5. Надлъжен разрез през Моравско-Родопската зона
 Fig. 5. Longitudinal section through the Moravian-Rhodope zone

сен купол, който е с най-дебела земна кора (38–52 km) и в който насищането с тези гранитоиди е най-обилно, W-Mo орудявания са най-разпространени (фиг. 4, 5). Тук се очертава и Западнородопският руден район с доминираща W-Mo специализация.

От двете страни на Западнородопския комплексен купол в участъците със среднодебела земна кора (35–40 km), в Централнородопския руден район (Централнородопски комплексен купол) и в Осоговския руден район тези плутони са доста по-ограничено представени и орудяванията, свързани с тях, имат второстепенна роля. В Централнородопския комплексен купол това са главно W-Mo орудявания в Юговското рудно поле. В Осоговския руден район с Осоговския гранит са свързани някои волфрамови проявления без съществено икономическо значение.

В Източнородопския руден район, който се характеризира с най-тънка земна кора (32–36 km), този магматизъм е най-скромно представен и не са известни орудявания, свързани с него, с изключение на някои пегматитови находища на мусковит.

По този начин в Моравско-Родопската зона се очертава отчетлива огледална надлъжна зоналност. Най-обилният гранитоиден магматизъм от ранния екстензионен етап и най-интензивните орудявания, свързани с него (предимно W-Mo) са локализиращи в централния участък с най-дебела земна кора – Западнородопския комплексен купол. От двете страни на този район с намаляване на дебелината на земната кора пропорционално намаляват обемите на този магматизъм и свързаните с него орудявания (Georgiev, 2004).

2.5.3.2. Късноекстензионен металоноген етап (Pg_{2,3})

Този етап се характеризира с интензивна вулканска дейност, локализирана в пониженията. В разпределението на орудяванията се наблюдава обратна надлъжна огледална зоналност (Georgiev, 2004).

В района с най-дебела земна кора – Западнородопския комплексен купол, този магматизъм е спорадично проявен, главно в Местенския грабен.

С него асоциират само антимонитовите минерализации в Рибновското рудно поле.

От двете страни на Западнородопския комплексен купол в участъците със среднодебела земна кора магматизмът е с кисел състав и преобладават полиметални (Pb-Zn) скарнови и хидротермални орудявания. Това са Централнородопският комплексен купол (Централнородопски руден район) и Осоговско-Лисецкият купол (Осоговски руден район). Тези орудявания вероятно са парагенетично свързани с неразкриващи се плутони (периферни магмени камери).

В Източнородопския руден район, включващ Източнородопското комплексно понижение и Източнородопския комплексен купол, водещо значение имат златните и златно-полиметалните хидротермални орудявания.

Участъкът с най-дебела земна кора (Западнородопски комплексен купол) се характеризира с липса или спорадични прояви на магматизма от този етап и свързаните с него орудявания.

Участъците със среднодебела земна кора се характеризират със значителни прояви на предимно кисел магматизъм и доминиране главно на полиметални (Pb-Zn) скарнови и хидротермални орудявания.

В участъка с тънка земна кора (Източнородопски комплексен купол и Източнородопско комплексно понижение) магматизмът е най-обилен и е със среден и кисел състав. Орудяванията са главно златно-полиметални и собствено златни хидротермални.

Аналог на Източнородопския руден район в СЗ част на Моравско-Родопската зона вероятно е Леценският руден район (Сърбия), за който са характерни също Au-Pb-Zn орудявания.

Във фронталната част на Моравско-Родопската зона в районите с най-тънка земна кора са локализиращи и порфирни Cu-Mo±Au хидротермални находища – Злетовското рудно поле в Македония и находищата Скуриес и Марония в Гърция.

В ЮЗ част на Сърбо-Македонския масив те са локализиращи в зоната Леце–Халкидики, която освен порфирни Cu-Mo±Au хидротермални находища включва и Au-Ag високосулфидни, както и златни тип „Карлин“ хидротермални находища (Serafimovski et al., 2008).

3. ГЕОЛОЖКИ СТРОЕЖ НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ

„*Старият кристалинен цокъл в Източните Родопи е разбит на три засебени един от друг кристалинни масива: Среднородопския, Североизточнородопския (между Хасково и Харманли) и Югоизточнородопския (между Златоград и Ивайловград). Първият и третият от тези масиви до известна степен се припокриват с описаните от Ж. Гълъбов (1938) Ахъ-Челебийски и Думанлъ-Дагски масиви...*

*Между поменатите три кристалинни масива се разполага **Източнородопското палеогеново понижение**, чиято триклонна форма се определя от структурата на кристалинните масиви и от тяхното разположение един спрямо друг. То е запълнено от наслаги на палеогенския вулканогенно-седиментогенен комплекс: нормални теригенни утайки в основата (приабон) и смесени, вулканогенно-седиментни утайки и вулканити нагоре (най-горната част на приабона – среден олигоцен)...*

В Източнородопското палеогеново понижение се набелязват три вулкански района: Боровишки, Момчилградски район и Ардинска вулканска ивица...

***Боровишкият вулкански район** отчасти се припокрива с Чамдеренската ефузивна област на Ж. Гълъбов (1937). Тук основната маса на вулканитите заема водосборната област на р. Боровица...*

***Момчилградският вулкански район** обхваща вулканските скали в Момчилградско и Крумовградско, на юг от долината на р. Арда. Той съвпада в значителна степен със Султан-Ерийското понижение на Ж. Гълъбов (1937)...*

***Ардинската вулканска ивица** представлява вулкански район с подчертано линеен характер по долината на р. Арда в нейното средно течение.“*

Иванов, Р., 1960



Дамбалъшки вулкан Dambala volcano

3.1. Тектонска подялба

Идеята на Иванов, Р. (1960) за основните позитивни и негативни структури лежи в основата на повечето тектонски схеми за Източните Родопи в по-късните изследвания. Сменят се само наименованията и обемът на единиците, както и философията за тяхната природа.

Боянов, Кожухаров (1971) отделят три първостепенни позитивни структури в Източнородопския блок – Централнородопски и Източнородопски антиклинорий и Харманлийска моноклинала. Предполагат протерозойска възраст на формиране на тези структури. Те описват Източнородопското понижение като млада палеогенска депресионна структура, наложена върху интензивно разломената източна част на Родопския масив. В обхвата на Източнородопското понижение те отделят три по-малки структурни зони – Североизточнородопско, Момчилградско и Маджаровско понижение. Отделна структура е Мандришкото понижение в най-източната част на Източнородопския антиклинорий.

На геоложките карти в М 1:100 000 и обяснителните записки към тях (Горанов и др., 1995; Кожухаров и др., 1995а, б, в, г; Боянов и др., 1995) се описват Източнородопски и Централнородопски антиклинорий, Харманлийски и Стамболовски блок и Сакарска антиклинала. Гънково-блокови структури от втори ред в Източнородопското понижение са: Североизточнородопското, Момчилградското, Маджаровското, Бряговско-Вълчеполското и Лозенското понижение, Ибреджекската хорст-антиклинала и Чернооченско-Стамболовската зона. В Източнородопския антиклинорий те описват Белоречкия грабен, а в източния му фланг – Мандришкото понижение.

Yanev (1998) разглежда Момчилградския вулкански район и Ардинската вулканска ивица като единен Момчилград-Ардински вулкански район.

Boyanov, Goranov (2001) отделят в Източнородопското понижение Тополовски клин, Североизточнородопска зона, Боровишка и Татаревска калдера, Лозен-Ибреджекска зона (с Лозенска и Мезекска калдера), Джебелско понижение, Добромиско-Чорбаджийска зона, Звездел-Крумовградска вулканотектонска структура (със Звезделска и Крумовградска част), Маджаровско и Бряговско понижение. Това са

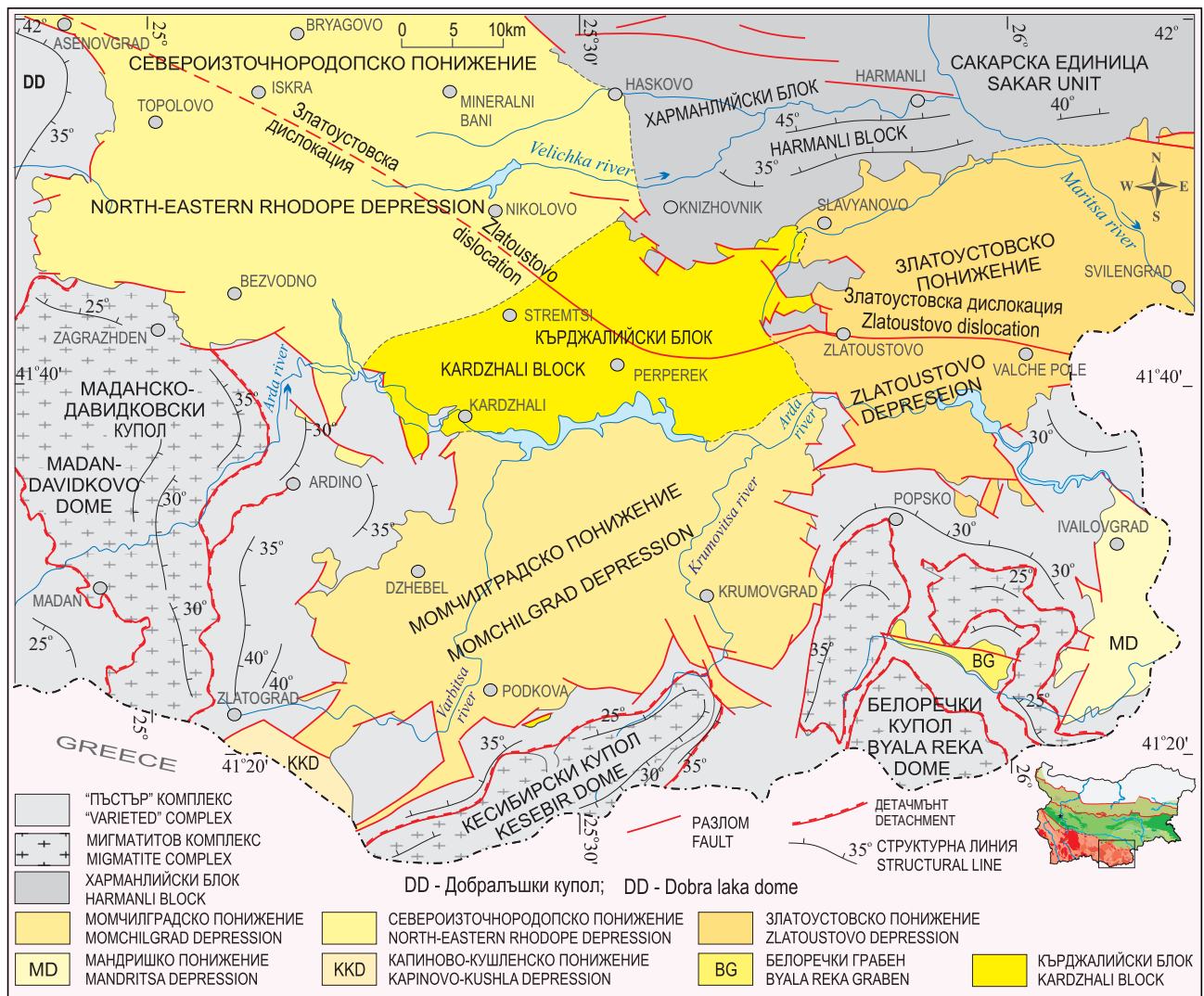
палеоген-неогенски колизионно-колапсов тип структури, разположени над дълбоко разчленен колажно-акреционен средно-късноалпийски ороген.

Според възприетата тук схема в резултат на процесите на късноалпийска постколизионна екстензия в разглеждания район се формират няколко метаморфни ядрени комплекса (куполи) – Маданско-Давидковски, Добралъшки, Белоречки и Кесебирски (фиг. 6). Кесебирският купол е с ограничени размери и може да се разглежда като паразитна (второстепенна) структура на Белоречкия купол, които са обединени в Източнородопски комплексен купол (Georgiev, 2006). Маданско-Давидковският купол е първостепенна структура в Централнородопския комплексен купол. Добралъшкият купол се разполага в северната част на Централнородопския комплексен купол като второстепенна структура.

Централнородопският комплексен купол в общи линии съответства на Ахъ-Челебийския масив на Гълъбов (1938), на Среднородопския кристалинен масив на Иванов, Р. (1960) или на Централнородопския антиклинорий на Боянов, Кожухаров (1971). Маданско-Давидковският купол отговаря на Маданско-Давидковската антиклинала или подуване на Иванов, Р. (1960, 1961б). Добралъшкият купол съвпада със Севернородопската антиклинала на Иванов, Р. (1961б) и на Боянов, Кожухаров (1971).

Източнородопският комплексен купол в основни черти отговаря на Думанлъ-Дагския масив на Гълъбов (1938), на Югоизточнородопския кристалинен масив на Иванов, Р. (1960), на Авренското подуване (Яранов, 1960) или на Източнородопския антиклинорий (Боянов и др., 1963; Кожухаров, 1971). Белоречкият купол съвпада с Белоречкото подуване на Иванов, Р. (1960, 1961б) и Боянов, Кожухаров (1971). Кесебирският купол (Бонев, Н., 2002) съответства на Крумовградската антиклинала на Иванов, Р. (1960, 1961б) и Кесебирското подуване на Боянов, Кожухаров (1971).

В ядрата на куполите се разкриват високостепенни метаморфити, засегнати от силна мигматизация (метагранити, мигматити) – мигматитов комплекс. По периферията на куполите се разкриват разнообразни гнайси, амфиболити, мрамори и серпентинизирани ултрабазити – пьстър комплекс (Haydoutov, 2002).



Фиг. 6. Тектонска схема на Източните Родопи
Fig. 6. Tectonic sketch of the Eastern Rhodope

Късноалпийската граница на обхванатия от екстензия Родопския масив се бележи добре от последните метаморфни промени във фундамента на масива. За Източните Родопи тази граница минава по Златоустовската дислокация (Milovanov, 1989). Харманлийският блок на СИ от тази структура не е обхванат от екстензия и по това време е един инертен блок. Получените за него възрасти (145–115 Ма; обзор в Герджиков, 1999) се дължат на по-стар метаморфизъм, протекъл при различна геодинамична обстановка през ранноалпийско време. Този блок се корелира със Североизточнородопския кристалинен масив на Иванов, Р. (1960, 19616), с Харманлийско-Сакарския антиклинорий на Боянов и др. (1963) или с Харманлийската моноклинала на Боянов, Кожухаров (1971). Тук се възприема като фрагмент от Сакарската единица.

Последният метаморфизъм и формирането на ядрените комплекси са с палеогенска възраст.

Времето на кристализация на анатектичните топилки се датира по U/Pb анализ на циркон и монацит от левкосомата. Като цяло за Централнородопския купол е определена възраст 56–36 Ма.

В ортогнайсите на горната част на Ардинската единица възрастта по монацит и циркон се определя на 37–38 Ма (Arkadaskiy et al., 2000; Peytcheva et al., 2000, 2004; Ovtcharova et al., 2002; Cherneva et al., 2002, 2003; Овчарова, 2005). Времето на наложения метаморфизъм за Асенишката единица се определя на 56 Ма (Саров и др., 2008).

През късния етап на екстензия става ексхумация на метаморфните ядрени комплекси. Следпиковата ексхумация се датира по Ar/Ar и Rb/Sr изотопи на биотит, апатит, К-фелдшпат и U/Pb

изотопи на монацит. Този възрастов диапазон за Централнородопския купол се датира на 47–34,5 Ма (Peutcheva et al., 2000; Ovcharova et al., 2003b; Овчарова, 2005).

За метагранитите от източната част на Централнородопския купол се смята, че субсолидусното преуравновесяване на монацит с възраст 36 Ма бележи началото на ексхумацията при температура 650–600 °С, която е протекла бързо, с охлаждане до 350–300 °С, за което свидетелстват Ar/Ar възрасти на биотит от 35 Ма (Peutcheva et al., 2004).

Новообразуваните монацити и циркони показват, че кристализацията им в Старцевската единица е станала преди 47 Ма, или около 10 Ма по-рано, отколкото в Ардинската литотектонска единица (Овчарова, 2005).

Времето на разкриване на Белоречкия и Кесебирския ядрен комплекс се определя на 47–35 Ма (Пейчева и др., 1993; Пейчева, 1997) или 62–42 Ма за горния пъстър комплекс и 42–35 Ма за долния мигматитов комплекс (Krohe, Mposkos, 2002).

Анализирайки данните и от по-стари изследвания по Ar/Ar метод (Mukasa et al., 2003; Bonev et al., 2006; Márton et al., 2010), Bonev et al. (2010b) обобщават, че за лежащото крило (ядро) на Кесебирския купол по мусковит и биотит са получени възрасти от 37,73; 38,13; 35,50 и 36,18 Ма. Във висящото крило (мантията) на този купол по амфибол е определена възраст 39,21 Ма, а за мусковит и биотит – 38,88; 37,27; 34,10; 36,9 Ма.

За лежащото крило на Белоречкия купол по същите автори се съобщава възраст по слюда 39; 35,93; 37,97 Ма. Във висящото крило на същия купол по амфибол е определена възраст 45 и 64,69 Ма и по слюда – 39,3; 39,66 и 39,72 Ма. Образец от гнайсов къс в седиментите на Белоречкия грабен дава възраст по слюда 41,70 Ма.

Тези възрасти определят историята на охлаждане в интервал 500–350–300 °С на екстензионната система в двата купола.

Между отделните куполи и по периферията им се налагат понижения (Georgiev, 2005). Тяхното формиране започва още през палеоцена, преди окончателната ексхумация на ядрените комплекси.

Между Маданско-Давидковския купол и Източнородопския комплексен купол се разполага Момчилградското понижение, между

Централнородопския комплексен купол и Харманлийския блок – Североизточнородопското понижение, а между Белоречкия купол и Харманлийския блок – Златоустовското понижение (Georgiev, 2005). Между трите понижения се обособява Кърджалийският блок (фиг. 6) и заедно формират Източнородопското комплексно понижение (Източнородопско палеогенско понижение; Иванов, Р., 1960).

Североизточнородопското понижение съответства в основни линии на: Чамдеренската ефузивна област на Гълъбов (1937), Боровишката грабенсинклинала или Боровишкия вулкански район на Иванов, Р. (1960), Североизточнородопското понижение на Боянов, Кожухаров (1971) и Боянов и др. (1990, 1995).

Момчилградското понижение отговаря на Султан-Ерийското понижение на Гълъбов (1937), на Момчилградския вулкански район на Иванов, Р. (1960) или на Момчилградското понижение на Боянов (1971).

Златоустовското понижение до известна степен се корелира с Ардинската вулканска ивица на Иванов, Р. (1960) или Маджаровското понижение (Боянов и др., 1963; Боянов, 1971).

Кърджалийският блок със значителна условност може да се отъждестви с Кърджалийския антиклинорий на Иванов, Р. (1960) или с Ардинската и Чернооченско-Стамболовската зона на Боянов и др. (1989, 1990, 1992, 1995), взети заедно.

В основата на Източнородопското комплексно понижение се отлагат предимно теригенни седименти, проследявани от рифови варовици (палеоцен–еоцен). Над тях се разполагат множество средни и кисели по състав вулкански скали с възраст късен еоцен–олигоцен.

В източната периферия на Белоречкия купол се разполага Мандришкото понижение, а в пределите на купола се налага Белоречкият грабен. Те са изпълнени с палеогенски и неогенски седименти. В техните предели на българска територия не са установени вулкански изяви.

Между Маданско-Давидковския и Кесебирския купол на ЮЗ от Момчилградското понижение се формира Капиново-Кушленското понижение. То е изпълнено със средни по състав и кисели вулкански скали.

В геоложкия строеж на Източните Родопи се отделят метаморфен фундамент и палеогенски

седиментно-вулканогенни комплекси. Метаморфният фундамент се разкрива в издигнатите блокове или куполи, а седиментно-вулканогенните комплекси – в наложените понижения (фиг. 7, 8). В северната част на района значително разпространение намират неоген-кватернерите отложения.

3.2. Метаморфен фундамент

Фундаментът е изграден от скали, метаморфозирани предимно в амфиболитов (или еклогитов) и само в най-горните части на разреза, на места – в зеленошистен фациес. При неговото изучаване са използвани два несъвместими, взаимноизключващи се подхода – литостратиграфски и литотектонски.

3.2.1. Високостепенни метаморфити

В тях традиционно са отделяни Прародопска и Родопска надгрупа (Кожухаров и др., 1992, 1994, 1995а, б, в; Боянов и др., 1992, 1995; Горанов и др., 1995).

Прародопската надгрупа е изградена от високометаморфни скали (разнообразни гнайси, гранитогнайси и амфиболити, по-рядко гнайсошисти, шисти, базични метавулкани), мигматизирани в различна степен.

Родопската надгрупа се състои от регионално метаморфозирани скали (гнайсошисти, шисти, мрамори, амфиболити, базични метавулкани, метагабра и метадибази, серпентинизирани перидотити и дунити), които се разкриват по периферията на куполните структури.

По тази схема в разглежданата площ се отделят следните литостратиграфски единици:

Родопска надгрупа

Асеновградска група

Белащанска карбонатно-силикатна свита

Добростанска мраморна свита

Ситовска група

Луковишка свита

Бачковска лептинитова свита

Бойковска гнайсова свита

Рупчоска група

Въчанска пъстра свита

Богутевска плагиогнайсова свита

Чепеларска пъстра свита

– Камилдолски член

– Тумбенски член

– Яйладжикски член.

Прародопска надгрупа

Арденска група

Любиновска гранитогнайс-мигматитова свита

= *Белополска гранитогнайсова свита*

Вишевска свита на гранитизирани гнайси

= *Белополска гранитогнайсова свита*

Маданска гранитогнайсова свита

= *Тинтявска гранитогнайсова свита*

Върлидолска свита

= *Тинтявска гранитогнайсова свита*

Аламовска свита

= *Горска свита на левкократни гнайси*

Ботурченска група

Гнездарска амфиболитова свита

Жълтичалска пъстра свита

Константиновска метаконгломератна свита

Стражецка група

Пъновска порфиробластова свита

Горноорушка лептинитова свита

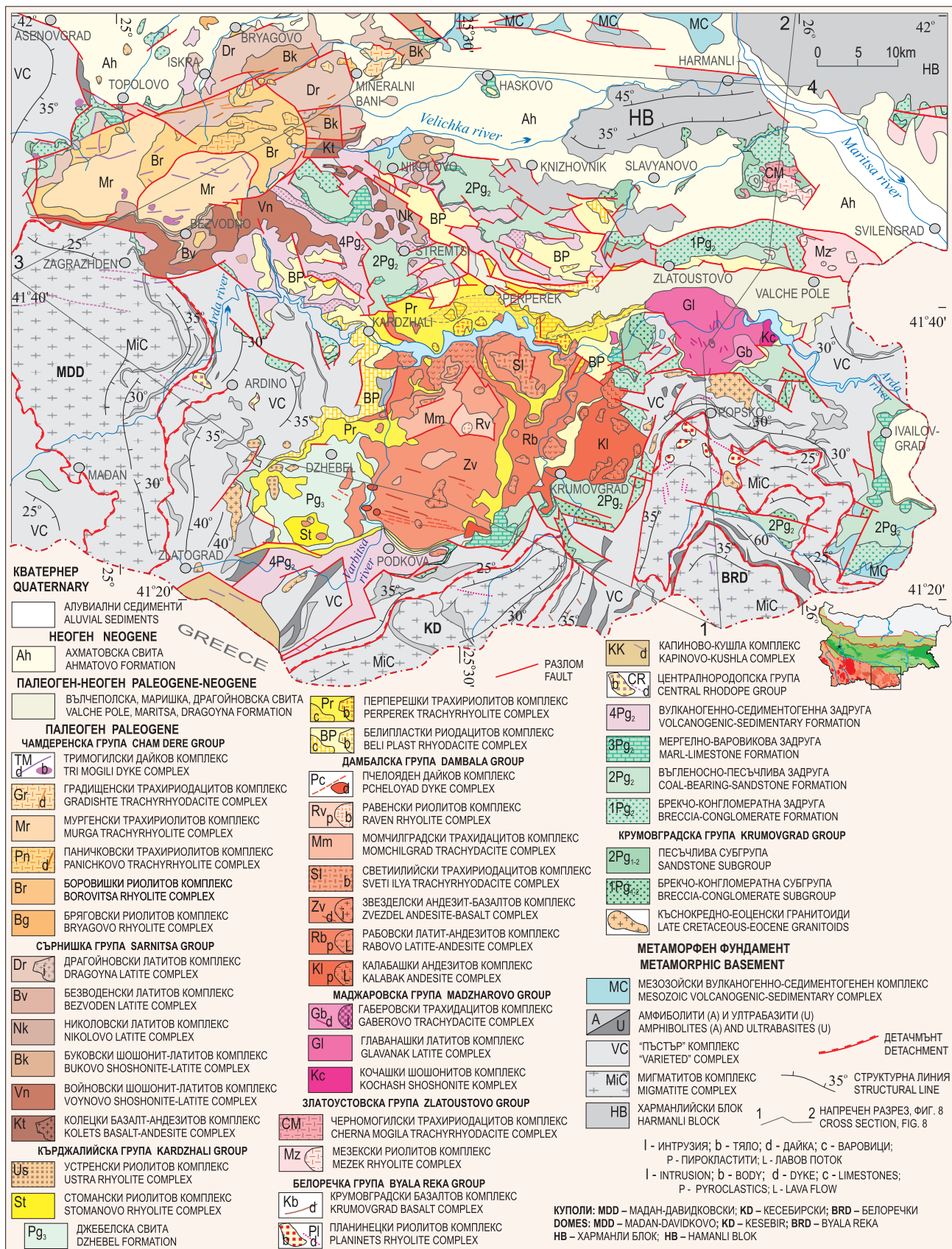
Орловска гнайсова свита.

Саров и др. (2004, 2008а, б...) отделят в метаморфния фундамент литотектонски единици. Те включват литоложки обособени тела, стратифицирани по отношение на наложената и проникваща фолиация. Две или повече литотектонски единици, претърпели сходна тектоно-метаморфна еволюция, изграждат метаморфен терен. Литотектонските единици се отделят на базата на: регионално проявени гранични зони на срязване или трансгресивно разположение на неметаморфозирани и възрастово датирани скални последователности; съществени различия в литоложкия пълнеж; забележими разлики в степента и характера на метаморфните изменения; разлики в структурните характеристики, включително и посоката на синшистозния транспорт.

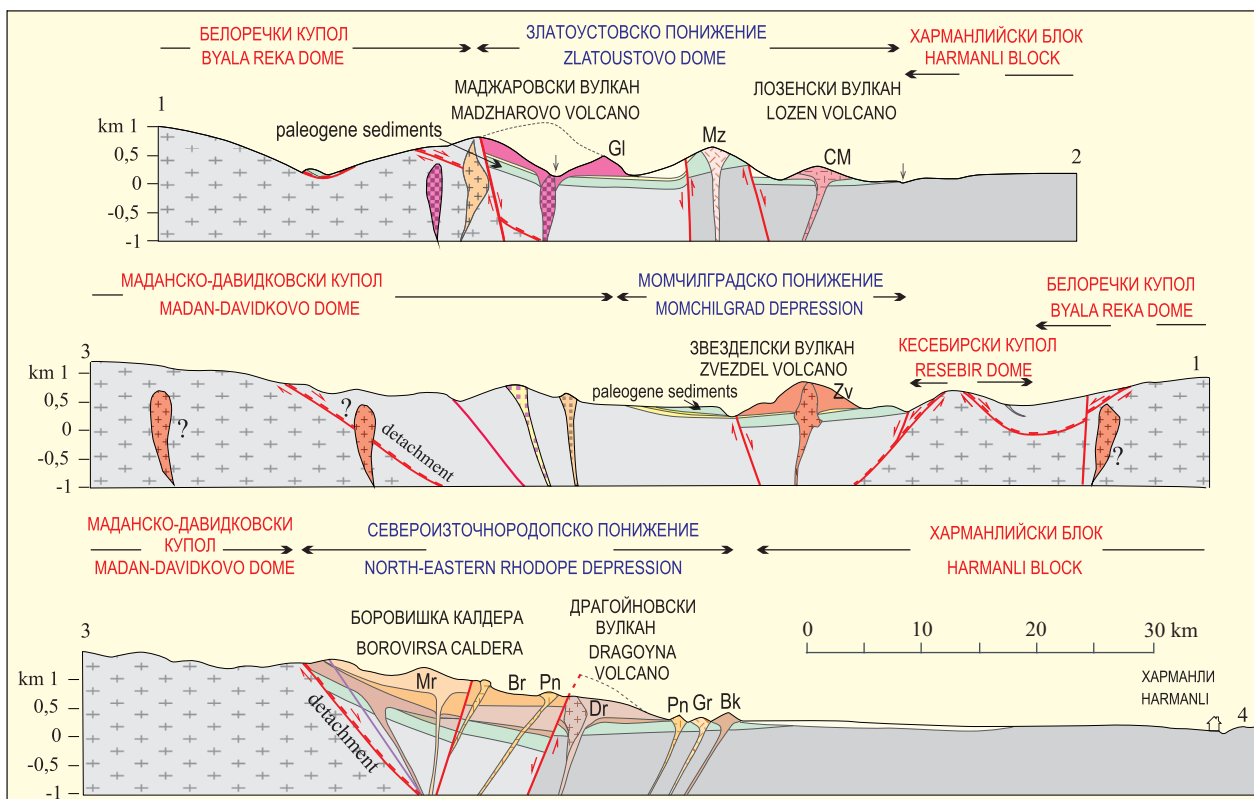
В разглеждания район те отделят Централнородопски, Източнородопски и Сакарски метаморфен терен.

Централнородопски метаморфен терен.

Той се ограничава на изток от Боровишката отседна зона, на север от Маришката отседна зона, на запад от палеогенските седименти и вулкани на Брацигово-Доспатското понижение. На юг остава отворен, навлизайки в територията



Фиг. 7. Геоложка карта на Източните Родопи (по Георгиев, Милованов, 2006а)
 Fig. 7. Geological map of the Eastern Rhodope (according to Георгиев, Милованов, 2006а)



Фиг. 8. Напречни геоложки разрези (по Georgiev, Milovanov, 2005)

Условни знаци виж фиг. 7.

Fig. 8. Geological cross section (according to Georgiev, Milovanov, 2005)

Key see in Fig. 7

на Северна Гърция. Изграден е от преобладаващо гранитоиден тип земна кора с дебелина над 40 km. В разглежданата част от терена се отделят Ардинска единица (в централните му части, изгражда ядрото на Централнородопския купол; Ivanov, Z., 2000), Старцевска единица (в източните му части), Маданска (в западните му части) и Асенишка (в северните му части). Ардинската, Старцевската и Маданската единица са метаморфозирани във високотемпературен амфиболитов фациес с проявена мигматизация. Асенишката единица е метаморфозирана в преходен от нискотемпературен към високотемпературен амфиболитов фациес без прояви на мигматизация.

Източнородопски метаморфен терен.

Този терен се отличава съществено от Централнородопския по характера и дебелината на земната кора, която е тектонски разслоена, значително по-тънка и с положително гравитационно поле (Йосифов, Пчеларов, 1977; Велев, 1996; Саров и др., 2008). Теренът обхваща метаморфните скали, в които участват големи пластини от серпентинизирани ултрабазити,

еклогити и метагабра. На север теренът е ограничен от Маришката отседна зона (има се предвид Златоустовската дислокация), на запад – от Боровишката зона, а на изток – от покриващите го палеогенски и неогенски седименти в района на Ивайловград. В обхвата му са отделени Мандришка, Белоречка, Крумовишка, Девисилска, Кесебирска, Кърджалийска и Боровишка единица.

Кесебирската и Крумовишката единица са метаморфозирани във високотемпературен амфиболитов фациес с проявена мигматизация, Боровишката – в умеренотемпературен амфиболитов фациес без следи от мигматизация, Кърджалийската – в амфиболитов фациес (без мигматизация) и наложен ретрограден метаморфизъм в зеленошистен фациес, Белоречката – в горната част на зеленошистен фациес и началото на амфиболитов фациес, Девисилската – в нискотемпературен амфиболитов фациес, Мандришката – в зеленошистен и анхиметаморфен фациес.

Последователите и на двете концепции възприемат краен подход. Привържениците на

литостратиграфския подход на практика отхвърлят наличието на навлаци и разломи на отделяне и значението им за корелацията на разрезите. Радетелите на литотектонския подход не отделят литостратиграфски единици в пределите на тектонските единици. Корелирането на двата подхода е невъзможно.

На прилаганите тук фигури е използван един опростен подход – за Родопския масив са отделяни мигматитов и пъстър комплекс (Haydoutov, 2002), което дава възможност да се отразят куполите (метаморфните ядрени комплекси).

Мигматитовият комплекс изгражда ядрата на куполите и е представен от метагранити, мигматити, мигматизирани гнайси, еклогити, еклогитови амфиболити и анатектити. Той отговаря на Прародопската група (Кожухаров и др., 1992, 1994, 1995а, б, в; Боянов и др., 1992, 1995; Горанов и др., 1995), на Ардинската, Кесебирската и метагранитите от Белоречката единица по Саров и др. (2004, 2008а, б...) или на долната високостепенна единица с континентален произход по Bonev (2006) и Bonev et al. (2006).

Пъстрият комплекс се разкрива в мантията на куполите и е представен от разнообразни гнайси, амфиболити и мрамори, както и офиолитови пластини със серпентинизирани ултрабазити. Той съответства на Родопската надгрупа (Кожухаров и др., 1992, 1994, 1995а, б, в; Боянов и др., 1992, 1995; Горанов и др., 1995), на Маданската, Асенишката, Старцевската, Мандришката, Белоречката (без метагранитите), Крумовишката, Девисилската, Кесебирската, Кърджалийската и Боровишката единица по Саров и др. (2004, 2008а, б...) или на горната високостепенна единица със смесен континентално-океански произход по Bonev (2006) и Bonev et al. (2006).

На прилаганите тук фигури за метаморфния фундамент като основа са ползвани геоложките карти в М 1:100 000 (Кожухаров и др., 1992, 1994, 1995а, б, в; Боянов и др., 1992, 1995; Горанов и др., 1995), актуализирани с елементи от Саров и др. (2004, 2008), Bonev (2006) и Bonev et al. (2006).

3.2.2. Зеленошистни метаморфити

В Сакарската единица се разкриват палеозойски и мезозойски скали, метаморфозирани в зеленошистен фациес.

Клокотнишката шистозно-граувакова свита е представена от грауваки и аркозни пясъч-

ници, разнообразни кристалинни шисти, филити и метагабродибази, метаморфозирани в зеленошистен фациес (Kožucharov, Savov, 1972). Възрастта ѝ условно се приема за карбон.

Сакарските гранити са представени в СИ част на площта. По модален състав са представени от кварцмонзонити, гранодиорити, нормални, левкократни и преходноалкални гранити. Възрастта им се приема за къснопалеозойска (карбонска; Боянов и др., 1992). Скалите са главно от висококалиево калциево-алкалната серия, образувани в орогенна обстановка на континентални окрайни (Kamenov et al., 2010).

Среднобазичен до кисел плутонизъм Лесовски тип. Установява се в южната част на Сакарската единица. Представен е от метакварцдиорити, метагранодиорити, метагранити и металевкогранити. Възрастта им се счита за къснопалеозойска (Боянов и др., 1992).

Според Герджиков (1999) Пъновската, Константиновската, Жълтичалската, Клокотнишката и Черногорската свита са елемент от един вулканогенно-седиментен комплекс в Сакарския купол с вероятно палеозойска възраст. Сакарският плутон се разглежда като синтектонски гранит, локализиран в ядрото на купола. Вулканогенно-седиментният комплекс е мантия на този купол. Предполага се, че Константиновските метаконгломерати всъщност са тектонски деформирани синтектонски гранити – Константиновска зона на срязване.

Тополовградската група включва триаските Палеокастренска, Устремска и Сремска свита – Сакарски тип триас (Чаталов, 1985). Те са метаморфозирани в зеленошистен фациес в ранноалпийско време (Gerđjikov, Ivanov, 2000). Тази група се разкрива предимно около Маришката разломна зона.

В Сакарската единица Саров и др. (2008а, б...) отделят **Сакарски метаморфен терен**. В изграждането на терена участват палеозойска подложка и трансгресивно залягащите върху нея триаско-юрски метаморфозирани седименти. Палеозойската подложка е изградена от метаморфозирани гранити и тяхната рамка от биотитови гнайси, амфиболити, ултрабазити и др. Триаско-юрската последователност е представена от метаморфозирани в зеленошистен

и анхиметаморфен фацис седименти на долния и средния триас, отнасяни към Тополовската група (Чаталов, 1985). Тук се отделя Тракийска литотектонска единица, метаморфозирана в зеленошистен фацис.

В Източните Родопи (Ивайловградско и СЗ Гърция) се разкриват зеленошистни метаморфни скали (Boyanov, Trifonova, 1978; Boyanov, Ruseva, 1989; Боянов и др., 1990, и др.), обединени в Мандришко-Маркинска единица (Dabovski et al., 2002).

Тази зона се описва като късноюрско-среднокреден навлак над родопските високостепенни метаморфити, по-късно реактивиран като терциерен детачмънт (Bonev, Stampfli, 2003). Разрезът включва в основата зелени шисти, покрити от меланж от юрско-долнокредни вулканогенно-седиментни последователности и горнокредни седименти и вулканити. Тази единица вероятно се корелира с Околородопската зона, описвана в северната част на Вардарската зона в Гърция (Dabovski, 2006).

В този район се описват Мандришка и Мъгленишка група (Боянов и др., 1990):

Мъгленишка група (J–K)

Меденбукска метаседиментно-вулканогенна свита

Долнолуковска метаседиментно-вулканогенна свита.

Мандришка група (T?)

Горнолуковска метавулканогенна свита

Орешиновска метаседиментна свита.

Бонев, Н. (2011) отделя в района на Кулиджишкия навлак *единица на зелени шисти и филити*. Тя съдържа островно-дъгови магматити в асоциация с пелитни и карбонатни седименти. По Ar/Ar метод на мусковити от ортогнайсите от алохтона на Кулиджишкия навлак е получена възраст 157–154 Ma. Смята, че тя отразява времето на навличане.

Същият автор в района на Мандрица разграничава *единица на зелени шисти и единица, подобна на меланж* (и двете с юрска възраст). Мафичните лави и зелени шисти разглежда като лавови потоци и (мета)пирокластично-вулканокластични скали, образувани в островно-дъгова обстановка. Получените възраст по

биотит и мусковит смята, че бележат времето на ексхумация на това крило – (42 и 40 Ma).

3.2.3. Плутогенен гранитоиден магматизъм от ранния екстензионен етап

Този магматизъм е локализиран изключително във вътрешните части на куполите, където изгражда значителни по размери плутонични тела (фиг. 7). В разглеждания район те са с доста по-скромни размери в сравнение с тези в Западнородопския комплексен купол.

Припекският плутон е разположен в източната периферия на Маданско-Давидковския купол и е най-голямото плутонично тяло в разглеждания район. Изграден е главно от двуслюдени гранити. С него са свързани пегматитови и аплитови жили и дайкови тела. Пегматитите са отнесени към групата на редкоземните (Иванов, И., 1989, 1991). Дайковата фаза е представена от дребнозърнест амфибол-биотитов гранит. Припекският гранит се датира на 53 ± 2 Ma, а неговите последващи аплитовидна и дайкова фаза – на 52–43 Ma (U/Pb метод по монацит и циркон; Овчарова, 2005).

Дранговският плутон се разкрива ЮИ от с. Добромирци (Николаев, 1958). Той е изграден главно от гранодиорити, двуслюдени гранити и левкокатни гранити. В този плутон се отделят две фази – гранодиоритова и левкогранитова. Повечето от минераложките, петрохимичните и геохимични характеристики ги отнасят към I тип гранити (Недялков и др., 1998).

Чучулигинският плутон се установява в северната периферия на Белоречкия купол (Иванов, Р., 1961b). Изграждащите го скали са двуслюдени гранити и левкокатни гранити.

За Чучулигинския и Розинския гранит в Белоречкия купол се определя възраст съответно 69 и 68 Ma (U/Pb; Marchev et al., 2006). Въз основа на Sr изотопни характеристики и Hf изотопи на циркони от Чучулигинския и Розинския гранит същите автори предполагат, че те са резултат на фракциониране на мантийно генерирана магма, придружено с асимилация на сравнително малък процент коров компонент.

Юговски тип гранити. В района между гр. Лъки и с. Югово се разкриват няколко такива тела. Тези скали попадат в полето на гранитите и кварцовите сиенити, до субалкалните гранити. За този гранит е получена възраст 42,3 Ma (U/Pb метод на циркон; Ovtcharova et al., 2003b).

3.3. Ценозойски седиментно-вулканогенни единици

В основата на седиментно-вулканогенните последователности доминират седиментните скали, а в по-високите части на разреза – предимно вулкански (фиг. 7, 8). Вулканските скали от своя страна се покриват от неогенски и кватернерни седименти.

Описанието на седиментните литостратиграфски единици е изключително по литературни данни. При разчленяване на вулканизма е използван принципно нов подход (Georgiev, Milovanov, 2003a, 2005; Георгиев, Милованов, 2006a, б, в, г, 2007).

3.3.1. Палеоцен-еоценски седиментни единици

3.3.1.1. Палеоцен

Крумовградската група е представена от отделни разкрития на теригенни палеоценски седименти в основата на пониженията (Atanasov, Goranov, 1984; Goranov, Atanasov, 1989, 1992; Боянов, Горанов, 1994; Горанов, Боянов, 1996). Те се разполагат над метаморфния фундамент с трансгресивна и дискордантна граница. На места границата е тектонска по разломи на отделяне (detachment). Покриват се също трансгресивно и дискордантно от виолетово-червения конгломерат или пясъчниците на горния еоцен.

Това са предимно груби, континентални, пролувиални отложения със слоеве от тъмносиви и черни глинести варовици, понякога с тънки пластове и лещи от въглища. Характерна особеност на групата е наличието на олистоплаки от гнайси, мрамори и гранити. В началото на разреза доминират груботеригенните скали: Боровска, Мостовска, Тополовска свита (в СЗ периферия на Североизточнородопското понижение); Шаварска свита (в ЮИ част на Момчилградското понижение) и Бисерска свита (в северната периферия на Златоустовското понижение). В по-високите части преобладават пясъчливите разновидности: Кандилска свита (в Момчилградското понижение) и Лешниковска свита (в Златоустовското понижение).

Боровската пясъчливо-варовикова свита е изградена от дребнозърнести пясъчници в алтернация с алевролити, варовици и варовити

аргилити (Боянов, Горанов, 1994). Основен белег на свитата е нейният смесен теригенно-варовиков състав. Дебелината на холостратотипа е 37 m.

Мостовската брекчова свита е представена от масивни мраморни брекчи, на места с тънки пластове и лещи от калкаренити (Боянов, Горанов, 1994). Сред тях се установяват и мраморни олистоплаки. Дебелината на свитата надхвърля 100 m.

Тополовската брекчоконгломератово-варовикова свита е доминирана от полигенни едрочакълни и валунни брекчоконгломерати в алтернация с пясъчници, гравийно-чакълни конгломерати и варовици (Боянов, Горанов, 1994). Характерен белег е нейният груботеригенен, на места олистостромен характер. Дебелината на холостратотипа е 115 m.

Приема се, че Боровската, Мостовската и Тополовската свита се заместват латерално.

Бисерската блоково-брекчоконгломератна свита е изградена предимно от блоково-валунни брекчоконгломерати (Горанов, Боянов, 1996). На места се установяват олистолити с дължина до около 100 m и дебелина до 10 m. Характерът на отложенията се определя като пролувиално-алувиален. Дебелината на свитата е 250–300 m.

Лешниковската пясъчливо-конгломератна свита се разполага конкордантно, но с рязка литоложка граница, върху Бисерската свита (Горанов, Боянов, 1996). Изградена е от дребночакълни конгломерати, алтерниращи с грубозърнести пясъчници. Рядко в пясъчниците се установяват малки въглищни лещи. Дебелината на свитата достига 300–500 m.

Шаварската брекчова свита е представена главно от блокови, несортирани полигенни брекчи в алтернация с мергели, глинести варовици и пясъчници (Goranov, Atanasov, 1992). Късовете са главно от амфиболити, мрамори и гнайси. Сред тях често се установяват олистоплаки, изградени също от високостепенни метаморфни скали. Общата дебелина на свитата е около 350 m.

Кандилската пясъчливо-конгломератна свита е изградена в основата си от полигенни брекчоконгломерати. В по-високите части на разреза доминират пясъчници с редки и недебели слоеве от брекчоконгломерати. Дебелината на свитата достига 250 m.

Подобни отложения се наблюдават и в района на гр. Лъки, където се описва Лъкинска група

(Кожухаров и др., 1991). В нея се отделят отдолу нагоре *Староселска* (конгломерати, пясъчници, варовици; 25 m), *Дрянуска конгломератно-брекчова* (200 m) и *Пандурска варовикова* (45 m) свита.

В Горнотракийското понижение палеоценски отложения не са установени.

3.3.1.2. Горен еоцен (приабон)

Над палеоценските седименти или директно върху метаморфния фундамент с трансгресивна граница залягат еоценски (приабонски) седименти. И при тях в основата се отлагат груботеригенни скали, а в по-високите части на разреза – главно пясъчливи разновидности или флишоидни последователности. На места се установяват и рифови варовици, чиято дебелина достига до 50 и повече метри. Тези седименти отначало се отлагат в континентални условия, а впоследствие – в плиткоморски. Описанието на задругите е по Боянов и др. (1992, 1995), Горанов и др. (1995) и Кожухаров и др. (1995а, б, в).

Брекчоконгломератната задруга заляга трансгресивно и дискордантно върху метаморфния фундамент или материалите на Крумовградската група. Тя се характеризира с неясна, груба слоестост и червено-виолетов цвят на матрикса и глазура на късовете. Изградена е от брекчоконгломерати, конгломерати и в подчинено количество грубозърнести пясъчници. Късовете са от нискометаморфни (зеленошистен фациес) и високометаморфни (амфиболитов фациес) скали, гранити и кварц. Установявани са и късове от „фелзит-порфири“ и неметаморфозирани варовици. Размерът на късовете достига до 1–2 m в диаметър. Матриксът е пясъчлив, по-рядко варовито-пясъчлив. Слоестост не се наблюдава или е груба, хоризонтална и коса. Наблюдава се тенденция към увеличаване на пясъчливата компонента в горните части на разреза. Характерът на наслагите е пролувиално-алувиален. Дебелината на задругата варира от около 30 до 500 m, а на места може би и повече. Фауна в нея не е намерена, но поради постепенния преход нагоре в разреза с доказани приабонски седименти възрастта ѝ се приема като приабонска.

Въгленосно-пясъчливата задруга има широко разпространение в Източнородопското комплекс-

но понижение. Тя заляга нормално и с постепенен преход върху брекчоконгломератната задруга или трансгресивно върху метаморфния фундамент и Крумовградската група. Тази задруга е изградена от пясъчници в алтернация със сравнително тънки пластове от алевролити, конгломерати, пясъчливи глини, мергели, въглищни шисти, въглища, битуминозни шисти.

В нея се установяват три хоризонта. *Конгломератно-пясъчливо-въгленосният хоризонт* е изграден от дребночакълести конгломерати, едрозърнести полимиктови пясъчници, пясъчливи и алевролитови глини, алевролити, въглищни шисти, въглища и битуминозни шисти. Дебелината на въглищните пластове в единични случаи достига до 2,5 m. В *конгломератно-пясъчливия хоризонт* дребночакълестите конгломерати образуват тънки пластове и различно големи лещи сред пясъчниците. *Пясъчливо-въгленосният хоризонт* е изграден от пясъчливи и алевролитови глини и въглища. Общата дебелина на задругата достига до 500 m.

Въгленосните хоризонти (пачки) нямат повсеместно развитие. Представени са главно в района между Североизточнородопското понижение и Кърджалийския блок.

Като обща тенденция в горните части на задругата се наблюдава повишаване на количеството на варовития компонент и скалите са представени главно от варовити пясъчници до пясъчливи варовици, мергели и варовити глини. В тези нива се появява морска фауна и се зараждат някои рифови постоянки. Тук е намерена и обилна горноеоценска фауна.

Мергелно-варовиковата задруга заляга нормално с бърз литоложки преход върху въгленосно-пясъчливата задруга. Повсеместно се образуват рифови постройки, но често отделени една от друга. Между тях се отлагат мергели, детритусни и глинести варовици. Дебелината на рифовите постройки варира от 0 до 100–120 m. В задругата се отделят две пачки – варовита и мергелна, които се заместват в латерална посока. Варовиковата пачка се изгражда от органогенни рифови варовици. Заедно с типичните рифостроящи организми, като корали, водорасли и др., в рифовете са включени миди, охлюви, морски таралежи, нумулити и дискоциклини. Мергелната пачка между рифовете е с малка дебелина – до първите десетки метри. Приабонската възраст на

задругата е доказана с обилна фауна (Атанасов и др., 1969, и др.).

Обикновено мергелно-варовиковата задруга заляга върху материалите на въгленосно-песъчливата задруга. На места обаче рифовете лежат директно върху брекчоконгломератната задруга или метаморфния фундамент. Покрива се главно от вулканогенно-седиментогенната задруга, пирокластитите на Белипласткия риодацитов комплекс и от материалите на средните по състав комплекси.

Вулканогенно-седиментогенна задруга.

С отлагането на материалите на тази задруга са свързани първите вулкански изяви в района. Установяват се в по-голямата част от Източнородопското комплексно понижение.

Тази задруга е дадена в обяснителните записки на картите в М 1:100 000 като елемент от задругата на първи среднокисел вулканизъм (Боянов и др., 1992, 1995; Горанов и др., 1995; Кожухаров и др., 1995а, б, в). Тя заляга с трансгресивна граница върху брекчоконгломератната, въгленосно-песъчливата и мергелно-варовиковата задруга или метаморфния фундамент. Задругата е изградена от разнородни скали – мергели, пясъчници, алевролити, глинести варовици, рифови варовици, гравелити, епикластити и тънки слоеве от средни по състав пирокластити. В материалите от задругата е доказана приабонска фауна.

Съставът на задругата е силно изменчив и варира както във вертикална, така и в хоризонтална посока, което позволява да се отделят няколко пачки.

Олистостромната пачка не е повсеместно разпространена (Боянов, Маврудчиев, 1961). Установява се главно в основата на разреза на задругата, обикновено в прибрежните части на басейна. Тя е изградена от валуни, блокови брекчи и конгломерати с глинесто-песъчлив матрикс. Късовете са от гнайси, шисти, мрамори, гранити, приабонски варовици, андезити и латити. В тази пачка се разкриват олистоплаки от метаморфния фундамент с размери повече от 400–500 m², които често са интерпретирани като издигнати блокове на фундамента. Дебелината на пачката достига 150 m.

Ритмичната пачка е най-широко разпространена. Тя е представена преимуществено от пясъчници в непрекъсната алтернация с мергели, алевролити, варовити пясъчници, средни по

състав пирокластити и епикластити. Характерен белег е непрекъснатото редуване на отделните разновидности, което придава ритмичен или флишоподобен характер. За нея е типична добре изразена хоризонтална слоестост. Тази пачка преходява постепенно от олистостромната пачка или заляга трансгресивно върху метаморфния фундамент или материалите на по-старите единици на палеогена. Понякога в тази пачка се установява „див флиш“ със синседиментационни гънки на подводно свличане. Дебелината на пачката достига 300 m.

Песъчливата пачка се характеризира с рязко преобладаване на теригенния материал над глинесто-карбонатната компонента и е изградена главно от дебелопластови пясъчници. Дебелината ѝ е до 120–150 m.

Варовиковата пачка е характерна за най-горните хоризонти на задругата. Най-разпространени са детритусните варовици в асоциация с мергели и епикластити. Често се установяват и рифови варовици. Дебелината на пачката не надвишава 30–35 m.

Песъчливата и варовиковата пачка имат ограничено разпространение.

Във варовиците и мергелите от тази задруга е намерена богата горноеоценска (приабонска) фауна (Горанов, 1960; Иванов, Р., 1960; Боянов, Маврудчиев, 1961).

В Южносакарското понижение, Източнотракийска депресия (Кожухаров и др., 1995) се отделят брекчоконгломератово-песъчлива, теригенно-варовиково-мергелна, пирокластично-мергелно-варовикова и глинесто-мергелна задруга.

3.3.2. Еоцен-олигоценски вулканогенни и седиментно-вулканогенни единици

3.3.2.1. Магматични групи и комплекси

Вулканизмът в Момчилградското, Североизточнородопското и Златоустовското понижение и Кърджалийския блок е добре засебен в отделни ареали (фиг. 7, 8, 9) и се отличава със сравнително независимо развитие. Във всяко понижение са локализирани средни по състав вулкански постройки. В някои от тях последните фази са с кисел състав. В отделните понижения в най-голямата вулканска постройка е внедрен

комагматичен плутон. Неголеми монцонитоидни плутони са внедрени и в рамките на пониженията (Маврудчиев, 1992).

В Североизточнородопското понижение се обособява Сърнишката средна по състав магматична група. В нея последователно се отделят Колецки базалт-андезитов, Войновски шошонит-латитов, Буковски шошонит-латитов, Николовски латитов, Безводенски латитов и Драгойновски латитов комплекс (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006б).

В Момчилградското понижение се отделя Дамбалска магматична група (Georgiev, Milovanov, 2003а). Тя е изградена от последователно формираните Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов комплекс (Путочарска средна по състав подгрупа), Светиилийски трахириодацитов, Момчилградски трахидацитов, Равенски риолитов (Здравецка кисела подгрупа) и Пчелояден дайков комплекс.

В Златоустовското понижение се отделя Маджаровска група с Кочашки шошонитов, Главанашки латитов, Габеровски трахитов и Ардински дайков комплекс.

Установяват се зони с изключително кисел вулканизъм – около източната част на Златоустовска дислокация, Кърджалийския блок и в Боровишката калдера (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006а).

В източния фланг на Златоустовското понижение се обособява Златоустовската кисела група, която включва Мезекски риолитов и Черногилски трахириодацитов комплекс. Тя е представена както в експлозивен, така и в ефузивен фациес (Георгиев, Милованов, 2007).

Кърджалийският блок заема особено положение. Разположен е между Момчилградското, Златоустовското и Североизточнородопското понижение, в които широко разпространение намират средните по състав вулканити. Кърджалийският блок обаче е арена само на кисел вулканизъм (Георгиев, Милованов, 2006г). Тук в рамките на Кърджалийската група се отделят Белипластски риодацитов, Перперешки трахириолитов, Стомански риолитов и Устренски риолитов комплекс.

В Боровишката калдера (вулканотектонска депресия; Иванов, Р., 1972) се отделя Чамдеренската магматична група. В нея се включват Боровишки риолитов, Паничковски трахириолитов, Мургенски трахириолитов, Гради-

щенски трахириодацитов и Тримогилски дайков комплекс (Георгиев, Милованов, 2006в). Извън пределите на Боровишката калдера, в подножието на северния склон на Драгойновския вулкан, се отделя Бряговският риолитов комплекс. Екструзивни от Паничковския и Градищенския комплекс се разкриват и на ИСИ от Боровишката калдера. Те са локализиращи по Буковската (Пилашевската) разломна зона.

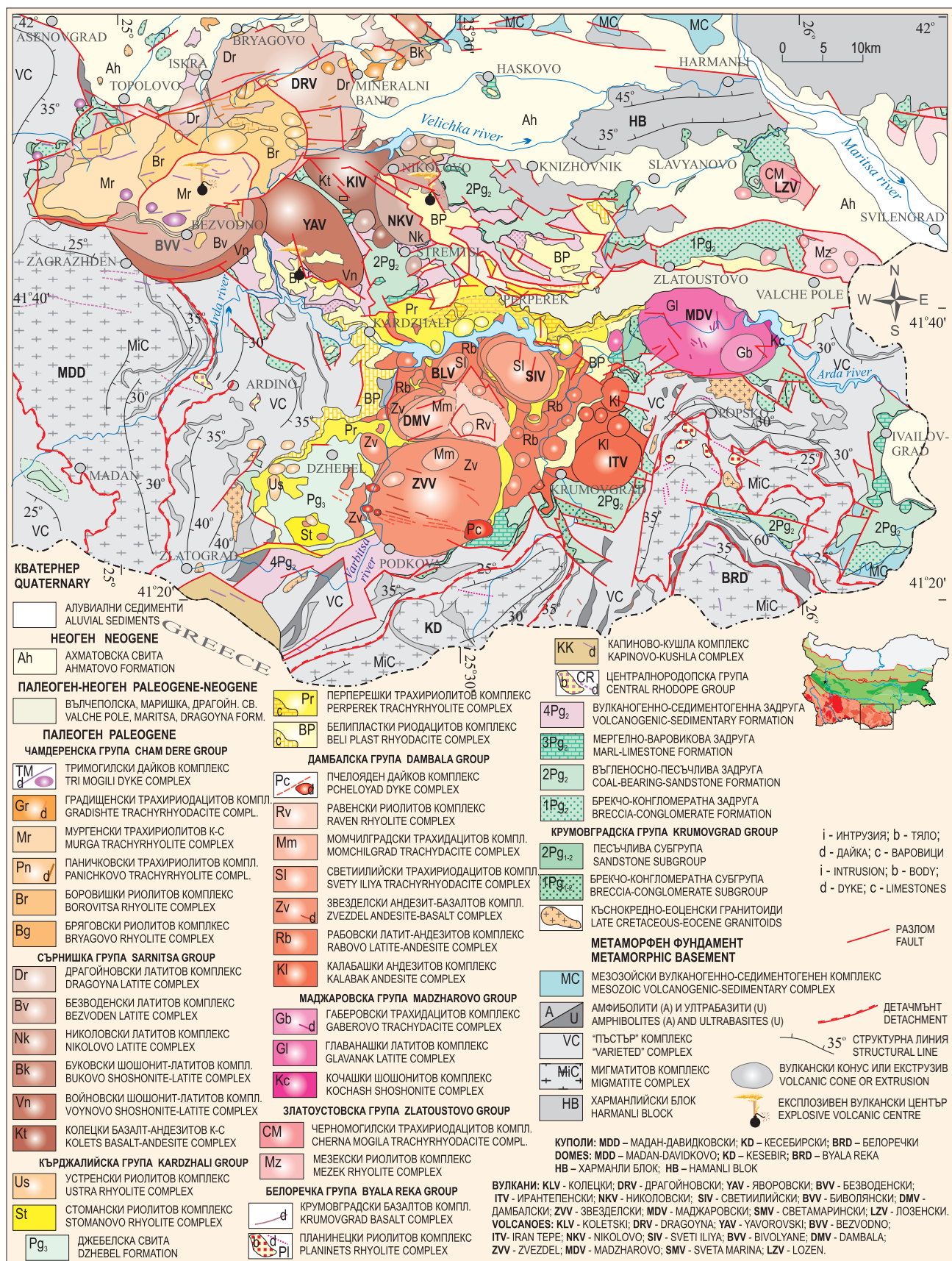
Последните фази на магматизма са предствени от кисели и средни по състав до базични дайки, по-рядко екструзии, локализиращи в дайкови снопове предимно със ЗСЗ посока. Те са внедрени както в пониженията, така и в метаморфната им рамка – Пчелоядният комплекс в Момчилградското понижение, Тримогилския комплекс в Североизточнородопското понижение, Ардинския комплекс в Златоустовското понижение и Белоречката група (Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекс) в Белоречкия и Кесибирийският купол.

Магматичните групи имат засебен ареал на развитие и са резултат от еволюцията на различни периферни магмени камери със среден или кисел състав.

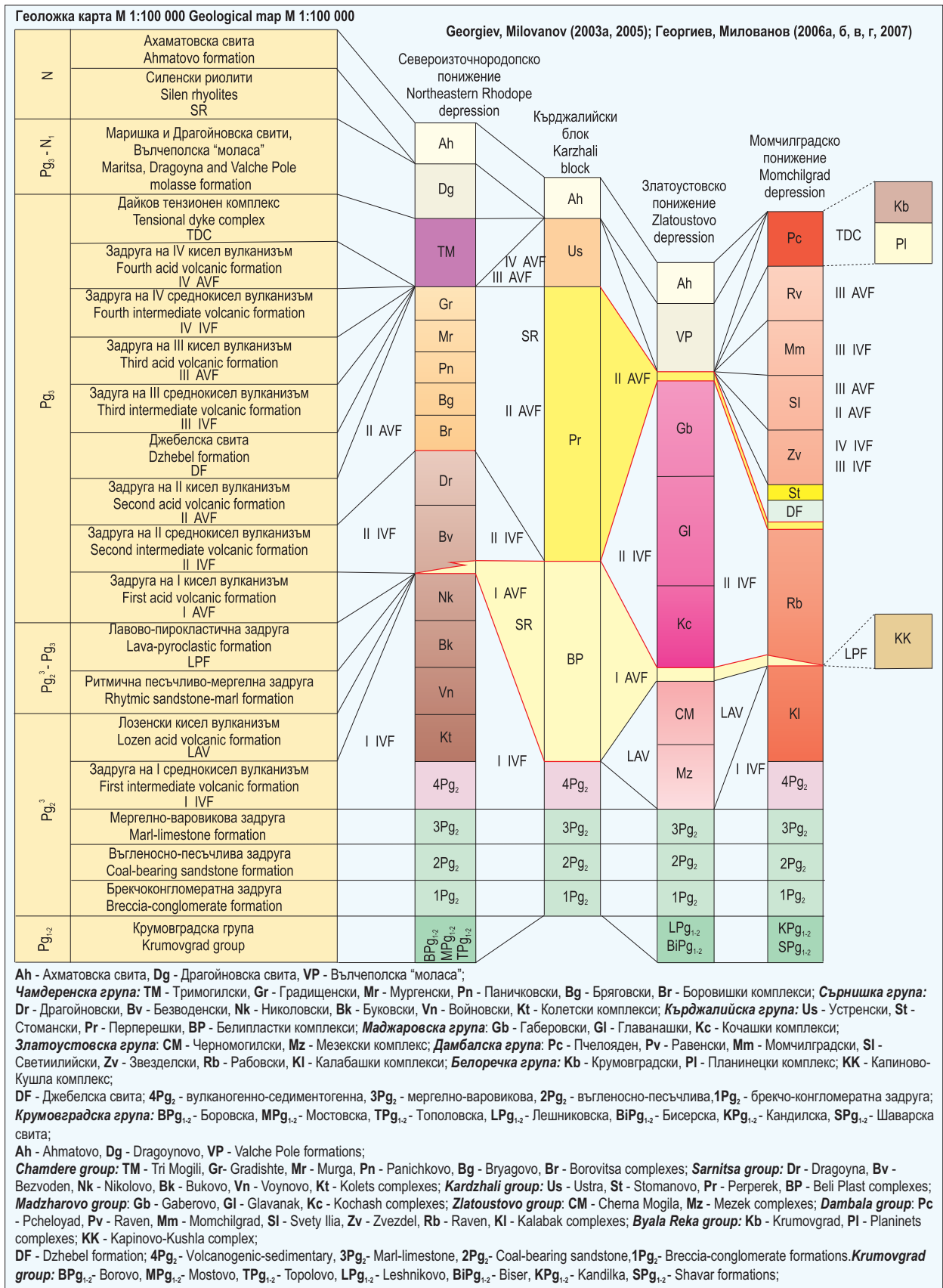
Отделените магматични групи и комплекси в Източните Родопи са локализиращи в обособен по-голям район и са формиращи в единна тектономагматична обстановка. Поради това те се обединяват в Източнородопската магматична надгрупа.

В пределите на всяка магматична група с малки изключения взаимоотношенията между отделните комплекси са ясни. По-късните комплекси секат и/или покриват по-ранните. Между комплексите от различните магматични групи рядко има еднозначни взаимоотношения. На фиг. 10 е направена корелация между отделните магматични групи и комплекси и геоложката карта на България в М 1:100 000, в чиято основа стои идеята на Иванов, Р. (1960).

Между средните по състав скали в Североизточнородопското понижение (Сърнишка група) и съответно Момчилградското понижение (Дамбалска група) и Златоустовското понижение (Маджаровска група) не се наблюдават взаимоотношения (фиг. 7, 8, 9). Продуктите на Дамбалската, Сърнишката и Маджаровската група (включително и по-късните им кисели фази) са резултат от еволюцията на отделни средни по



Фиг. 9. Вулканоструктурна карта на Източните Родопи (по Georgiev, Milovanov, 2005)
 Fig. 9. Volcanostructural map of the Eastern Rhodope (according to Georgiev, Milovanov, 2005)



Фиг. 10. Сравнителни стратиграфски колонки
 Fig. 10. Comparative stratigraphic columns

състав магмени камери, локализиращи в дълбочина на съответните понижения.

Между киселите вулкани на Чамдеренската, Кърджалийската и Златоустовската група също не се наблюдават взаимоотношения. Материалите на Златоустовската и Кърджалийската група са продукт на еволюцията на отделни магмени камери с кисел състав. Те вероятно са локализиращи в дълбочина на Златоустовската дислокация, съответно в Златоустовското понижение и Кърджалийския блок.

Продуктите на Чамдеренската кисела група вероятно са финални фази в развитието на средна по състав магмена камера в Североизточнородопското понижение, продуцирала преди това материалите на Сърнишката група.

Белипластният риодацитов комплекс има най-широко разпространение и единствено пирокластитите на този комплекс са представени и в трите понижения. Означен от Иванов, Р. (1960) като I кисел вулканизъм, той е и единствен сигурен репер за „корелиране“ на вулканите от различните понижения.

Другият „сигурен“ репер е т.нар. II кисел вулканизъм. Той обаче включва всички магматични комплекси от Чамдеренската група, от една страна, и Перперешкия трахириолитов комплекс от Кърджалийската група, от друга страна, по нашата подялба. Те не се следят непрекъснато, имат добре засебени ареали на разпространение, специфични петроложки и петрохимични особености и вероятно са резултат от еволюцията на отделни магмени камери. Нещо повече, вулканизмът от Чамдеренската група има по-продължителен живот и в неговите предели се отделят няколко фази, обособени като комплекси.

3.3.2.2. Североизточнородопско понижение

В основата на вулканогенната серия в това понижение се разполагат изключително средни по състав скали със спорадични базични разновидности – Сърнишка магматична група. Над тях се разполага една поредица от кисели разновидности – Чамдеренска магматична група.

3.3.2.2.1. Сърнишка средна по състав магматична група

Магматичните скали със среден състав, разпространени в Североизточнородопското по-

нижение, са обединени в Сърнишката магматична група. Те изграждат Колецкия, Яворовския, Николовския, Безводенския и Драгойновския вулкан и множество по-малки вулкански постройки (фиг. 7, 9).

Групата е представена от висококалиеви андезити, базалтови андезити, шошонити, абсарокити и латити (субвулкански тела, дайки, лавови потоци, лавобрекчи, пирокластити и епикластити) и комагматичните им диорити, габродиорити, монцодиорити и кварцмонзонити (субвулкански и хипоабисални тела), локализиращи в пределите на Североизточнородопското понижение. Те имат общ ареал на разпространение и вероятно са резултат от еволюцията на една средна по състав магмена камера. Техният състав еволюира от базалти, абсарокити, базалтови андезити и висококалиеви андезити към шошонити, латити до кварцлатити.

Сърнишката група е изградена (отдолу нагоре) от Колецки базалт-андезитов, Войновски шошонит-латитов, Буковски шошонит-латитов, Николовски латитов, Безводенски латитов и Драгойновски латитов комплекс (Георгиев, Милованов, 2006б).

Материалите на Сърнишката група пресичат и покриват палеогенските седименти. В южната част на понижението вулканите на Безводенския латитов комплекс латерално се зацепват с пирокластитите на Белипластния риодацитов комплекс (Кърджалийската кисела група). Скалите на Чамдеренската кисела група секат или покриват материалите на Сърнишката група. В северната част на понижението те се покриват от олигоцен-неогенски седименти (Драгойновска и Ахматовска свита).

Във всички комплекси от Сърнишката група преобладават латитовите разновидности (Георгиев, Милованов, 2006б; Georgiev, Milovanov, 2006b). В най-ранните Колецки и Войновски комплекс обаче се установяват и базалти. Във Войновския и Буковския комплекс значително присъствие имат и шошонитовите разновидности. В най-късните Николовски, Безводенски и Драгойновски комплекс латитовите разновидности доминират най-отчетливо.

Между Войновския и Буковския комплекс не се наблюдават взаимоотношения. Те имат близка възраст на образуване и сходен състав. Тези комплекси вероятно са една фаза в развитието на обща магмена камера, но имат отделни площи на

разпространение и изграждат Войновския вулкан и основите на Безводенския и Драгойновския вулкан.

Николовският, Безводенският и Драгойновският комплекс също имат отделни площи на разпространение, но близка възраст на образуване и сходен състав, различен от този на Войновския и Буковския комплекс. Те вероятно също са резултат от обща по-късна фаза в развитието на магмената камера и изграждат съответно Николовския вулкан и късните наставки на Безводенския и Драгойновския вулкан.

По взаимоотношенията със съседните литостратиграфски единици възрастта на групата се определя като приабон–рупел. Singer, Marchev (2000) по данни от Ar/Ar метод определят няколко възрасти в интервала 32,3–32,9 Ма.

Колецки базалт-андезитов комплекс. Неговите продукти изграждат Колецкия вулкан, основата на Николовския вулкан и няколко по-малки вулкански постройки. Те са значително деформирани и ерозирани и от тях се разкриват само отделни фрагменти. Представен е от амфибол-биотит-пироксенови базалти, абсарокити, висококалиеви базалтови андезити и андезити, латити и комагматичните им висококалиеви диорити и монзонити – Карамански плутон (Боянов, Маврудчиев, 1961) и няколко по-малки тела. Общата дебелина на вулканитите е до 300 m. Доминира ефузивният фациес (>80%).

Взаимоотношения на Колецкия базалт-латитов комплекс с Войновския шошонит-андезитов комплекс не са наблюдавани. По общогеоложки съображения се предполага, че Колецкият комплекс е по-стар.

Войновски шошонит-латитов комплекс. Представен е от лавови потоци, пирокластити и субвулкански тела от абсарокити, висококалиеви трахибазалти, висококалиеви андезити, латити и шошонити, както и епикластити. Продуктите му изграждат Яворовския вулкан, основата на Безводенския вулкан и няколко сателитни постройки, локализиращи в южната периферия на Североизточнородопското понижение. Лавови потоци и пирокластити от Войновския комплекс се проследяват със седиментите на постилащата го вулканогенно-седиментогенна задруга. Общата дебелина на вулканитите достига 700 m. В основата на разреза доминира експлозивният фациес, а в

по-високите части – ефузивният. В най-високите части се установяват пластове от пясъчници и мергели с прослойки от пирокластити и епикластити с обща дебелина около 150 m, които се покриват от лавов поток от абсарокити с дебелина 30 m (Иванов, Р., 1978).

Буковски шошонит-латитов комплекс. Скалите на този комплекс изграждат основата на Драгойновския вулкан и няколко по-малки постройки. Представени са от субвулкански тела, дайки, лавови потоци и пирокластити от пироксен-биотитови и пироксен-биотит-амфиболови латити, висококалиеви андезити, висококалиеви базалтови андезити и шошонити. Общата дебелина на вулканитите достига 800 m. Доминира ефузивният фациес (>80%).

В района източно от с. Искара между лавовите потоци на Буковския и Драгойновския комплекс се установява една пачка от рифови варовици (10 m). В района между селата Комунига и Ангел воевода между същите два комплекса се разполагат материалите на Ангелвоеводската свита.

Ангелвоеводската свита (Боянов и др., 1995) се разполага трансгресивно върху брекчоконгломератната и вулканогенно-седиментогенната задруга или върху Колецкия базалт-андезитов и Буковския шошонит-латитов комплекс. Покрива се от материалите на Драгойновския латитов комплекс.

Свитата е изградена предимно от седиментни скали (алевролити, гравелити, пясъчници, конгломерати, варовици), на места с тънки пластове от кисели пирокластити на Белипласткия риодацитов комплекс. Общата дебелина на свитата е около 120 m. Тя следва да се възприема като дистален фациес на Белипласткия риодацитов комплекс. *Не се разглежда като елемент на Сърнишката група.*

Николовски латитов комплекс. Неговите материали изграждат Николовския вулкан и няколко по-малки сателитни вулкански постройки наоколо. Представен е от лавови потоци и пирокластити от дребнопорфирни пироксен-биотитови латити и трахити. Преобладават лавовите потоци (>70%). В основата, на места и в най-високите части, се установяват лещи от рифови варовици с дебелина до 10 m. Общата дебелина на вулканитите достига 130 m.

Безводенски латитов комплекс. Дефиниран е от Марчев (1985) като комплекс от смесени вулканити. Представен е от лавови потоци и в подчинена степен от пирокластични от латити, шошонити и епикластични със сумарна дебелина до 300 m. В горната част на разреза се установяват пластове от вулканокластични и брекчоконгломерати с обща дебелина около 50 m. Продуктите на този комплекс изграждат втората фаза на Безводенския вулкан. Материалите му латерално се зацепват с пирокластични от Белипласткия риодацитов комплекс.

Драгойновски латитов комплекс. Изграден е от субвулкански тела и дайки, лавови потоци и пирокластични от пироксен-биотитови, по-рядко пироксен-биотит-амфиболови латити, шошонити, трахити и комагматичните им монзонити (Сърнишка интрузия; Боянов, Маврудчиев, 1961), с обща дебелина до 1500 m. На места се установяват и епикластични. Доминира ефузивният фациес. Продуктите му изграждат втората фаза на Драгойновския вулкан и редица по-малки вулкански постройки, локализирани предимно по Буковския (Пилашевския) разломен сноп.

3.3.2.2.2. Чамдеренска кисела магматична група

Върху средните по състав вулкански скали в Североизточнородопското понижение се разполагат кисели разновидности – пирокластични и тела от риолити, риодацити и дацити. Тези скали са обединени в Чамдеренска кисела магматична група, в която последователно се отделят (отдолу нагоре) Боровишки риолитов, Бряговски риолитов, Паничковски трахириолитов, Мургенски трахириолитов и Градищенски трахириодацитов комплекс (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006в).

Финалните магмени изяви са представени от субвулкански дайки и тела от Тримогилския комплекс. Сумарната дебелина на скалите от тази група вероятно достига 1500 m във вътрешните части на Боровишката калдера.

Тази група включва магматични комплекси с общ ареал на разпространение и сходни петроложни особености. Продуктите ѝ се разкриват изключително в Североизточнородопското понижение. Те изпълват главно Боровишката калдера, но екструзии с подобен състав са

локализирани и извън калдерата, предимно по Буковския разломен сноп.

Съставът на скалите от групата варира от риолити и трахириолити до трахириодацити. Най-късният Тримогилски дайков комплекс има среден до кисел състав – шошонити, латити, риодацити и риолити.

Материалите на групата покриват и секат продуктите на Сърнишката средна по състав група.

Възрастта на Чамдеренската група по Ar/Ar се определя на 32,16–31,76 Ma (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000). По взаимоотношенията ѝ със съседните литостратиграфски единици се определя като рупел.

Боровишкият риолитов комплекс изгражда основата на Боровишката калдера. Той се разполага над вулканогенно-седиментогенната задруга, комплексите от Сърнишката група и Ангелвоеводската свита и се сече и покрива от Паничковския трахириолитов и Мургенския трахириолитов комплекс. Боровишкият комплекс е изграден от пирокластични от риолити, трахириолити и трахириодацити, на места със слоеве от епикластични. Общата им дебелина достига около 850 m.

Бряговски риолитов комплекс. Материалите на този комплекс се разкриват в района на северозападната периферия на Драгойновския вулкан, на север от Боровишката калдера. Комплексът е изграден от игнимбрити и редки лавови потоци от риолити с единични недебели слоеве от епикластични, конгломерати и лещи от рифови варовици със сумарна дебелина около 400 m. Доминират пирокластичните (>90%). По взаимоотношенията със съседните единици възрастта му се приема за рупел.

Бряговският комплекс се отнася с известна условност към Чамдеренската група, тъй като взаимоотношения с другите ѝ комплекси не са наблюдавани. Той вероятно може да се корелира с Боровишкия риолитов комплекс.

Паничковски трахириолитов комплекс. Той включва субвулкански тела и дайки, взривни брекчи (гърлов фациес), екструзии (до 1500 m) и силове (до 5–6 km) от „фелзитови“ риолити, биотит-амфиболови трахириодацити и трахириолити с перлит. Те са локализирани главно в Боровиш-

ката калдера и на ИСИ от нея по Буковския разломен сноп.

Мургенски трахириолитов комплекс. Продуктите му се разкриват в западната периферия на Боровишката калдера, както и в калдерата Мурга, разглеждана като структура от по-висок ранг в пределите на Боровишката калдера. Те са представени от игнимбрити, на места с риолитови лавови потоци, както и субвулкански тела, дайки и екструзии. Общата дебелина на продуктите му достига 500 m.

Градищенският трахириодацитов комплекс е представен от дайки и екструзии, локализиращи по Буковската разломна зона. Екструзиите са с диаметър до 4 km и са внедрени сред продуктите на Буковския, Драгойновския, Боровишкия и Паничковския комплекс.

Тримогилски дайков комплекс. Той е представен от субвулкански тела и дайки от шошонити, латити, трахириодацити и трахириолити. Те са локализиращи главно в разломи със ЗСЗ посока, предимно в ЮЗ част на Боровишката калдера и нейната рамка. Телата на комплекса пресичат всички по-стари комплекси от Чамдеренската и Сърнишката група.

Сред скалите на Сърнишката средна по състав група доминират ефузивните разновидности. Пирокластитите сред тях са не повече от 10–15%. И, обратно, сред материалите на Чамдеренската кисела група доминират експлозивните фацисии. Пирокластитите са 80–85% от общия обем на тези скали. При това началните фази на киселия магматизъм са изключително в експлозивен фацис (Боровишки риолитов комплекс), а последните – в ефузивен фацис (Паничковски трахириолитов, Градищенски трахириодацитов и Тримогилски дайков комплекс).

3.3.2.3. Момчилградско понижение, Дамбалска магматична група

Тази група обединява андезити, базалтови андезити, латити, трахириодацити, трахидацити и риолити (субвулкански тела, лавови потоци и пирокластити) с общ ареал на разпространение и сходни геохимични особености (Georgiev, Milovanov, 2003a, b, c).

Групата е изградена (отдолу нагоре) от Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов комплекс (Путочарска средна по състав подгрупа), Светиилийски трахириодацитов, Момчилградски трахидацитов, Равенски риолитов комплекс (Здравецка кисела подгрупа) и Пчелояден дайков комплекс. Здравецката подгрупа има доста по-ограничено разпространение (фиг. 7, 9).

Във вулканите от тази група магматизмът еволюира от среден към кисел състав. Има известна рекуренция от Рабовския латит-андезитов към Звезделския базалт-андезитов и от Светиилийския трахириодацитов към Момчилградския трахидацитов, но няма редуване на средни по състав и кисели фази.

Скалите на Дамбалската група изграждат Ирантепенския, Светиилийския, Биволянския, Дамбалъшкия и Звезделския вулкан, множество по-малки паразитни и сателитни вулкански постройки, както и силове в Джебелската свита. Те изпълват и Нановишката калдера, разположена между основните вулкани. В южната част на понижението са локализиращи латитови и риолитови дайки и риолитови екструзии от Пчелоядния дайков комплекс.

По взаимоотношенията със съседните литостратиграфски единици Дамбалската група се определя като приабон-рупел.

3.3.2.3.1. Путочарска средна по състав магматична подгрупа

Калабашки андезитов комплекс. Материалите му изграждат Ирантепенския вулкан и няколко по-малки сателитни вулкански постройки северно от него (Крумовградско). Представени са от амфибол-пироксен-биотитови висококалиеви андезити – субвулкански тела, лавови потоци, пирокластити. Сумарната им дебелина достига 500 m. В основата се разкриват епикластити (Harkovska et al., 1994, 1998c) с дебелина до около 120 m с лещи от варовици между тях. Нагоре в разреза отначало доминират пирокластити, а в високите части – лавови потоци.

По U/Pb датирание на циркон се определя възраст 33,24–32,7 Ma (Kibarov et al., 2007; Marchev et al., 2010). По Ar/Ar метод на биотит и санидин Marchev et al. (2010) определят възрастов интервал 33,88–32,8 Ma, а Marton et al. (2010) също по Ar/Ar метод на биотит и амфибол определят 34,62–33,97

Ma. По взаимоотношения със съседни комплекси се определя като приабон.

Между продуктите на Калабашкия андезитов и Рабовския латит-андезитов комплекс се вклиняват пирокластичните на *Белипласткия риодацитов комплекс*. Експлозивните магмени центрове на последния се разполагат на север от Момчилградското понижение и се отнасят към *Кърджалийската магматична група*.

Рабовски латит-андезитов комплекс. Неговите продукти изграждат първите фази в Светиилийския, Биволянския и Дамбалъшкия вулкан и няколко по-малки вулкански постройки. Представени са от миндални сиво-черни пироксен-амфибол-биотитови висококалиеви андезити, латити и трахидацити (субвулкански тела, лавови потоци, пирокластични). Общата им дебелина е около 400 m.

В основата им се установяват епикластични с дебелина до около 180 m, които се редуват с пирокластични. В по-високите части доминират лавовите потоци.

Между Рабовския латит-андезитов и Звезделския базалт-андезитов комплекс се разполагат пирокластичните на Перперешкия трахириолитов комплекс, седиментите на Джебелската свита и пирокластичните на Стоманския риолитов комплекс. *Пирокластичните на Перперешкия и Стоманския комплекс се отнасят към Кърджалийската магматична група.*

Джебелска свита. Седиментите ѝ изпълват Джебелското понижение. Последното е структура от по-висок ранг, разположена в западната част на Момчилградското понижение. Материалите на свитата лежат трансгресивно върху пирокластичните на Белипласткия и Перперешкия комплекс. Покриват се от пирокластичните на Стоманския комплекс и вулканитите на Звезделския комплекс.

Свитата е представена от полимиктови пясъчници и пясъци, алевролити, глини, пясъчливи варовици и единични недебели пластове от кисели пирокластични. Доминират пясъчниците (Кожухаров и др., 1995в). Възрастта на свитата се определя като ранноолигоценска (Сапунджиева, Янев, 1984).

Тази свита не се разглежда като елемент на Дамбалската група.

Звезделски базалт-андезитов комплекс. Материалите му изграждат най-големия Звезделски вулкан в понижението, отделни фази в Дамбалъшкия и Светиилийския вулкан, силове сред Джебелската свита и субвулкански тела в района на Крумовград.

Представени са от пироксен-амфиболови висококалиеви базалтови андезити, висококалиеви андезити, латити и абсарокити (субвулкански тела, дайки, лавови потоци и пирокластични), комагматичните им интрузии от левкокротно монцогабро, монционити, кварцови монционити и кварцови сиенит-аплити (Недялков, 1986). Сумарната им дебелина достига около 1000 m. В основата на разреза се установяват епикластични с дебелина до 50 m. Нагоре в разреза се редуват пирокластични и лавови потоци предимно от базалтоидни андезити. Отначало доминират пирокластичните, а в по-високите части – лавовите потоци. Те се секат от множество субвулкански дайки и тела с подобен състав.

В пределите на Дамбалъшкия вулкан, сред вулканитите от Звезделския комплекс се установяват кисели пирокластични с неголяма дебелина и неясен произход. Възможно е те да са от Перперешкия трахириолитов комплекс.

По Ar/Ar метод се определя възраст $31,93 \pm 0,32$ – $31,13 \pm 0,12$ Ma (Marchev et al., 2005; Georgiev, Marchev, 2005). По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като рупел.

3.3.2.3.2. Здравецка кисела магматична подгрупа

Материалите на тази подгрупа увенчават Светиилийския, Биволянския и Дамбалъшкия вулкан и изпълват Нановишката калдера.

Светиилийски трахириодацитов комплекс. Продуктите му изграждат отделни фази в Светиилийския, Биволянския и Дамбалъшкия вулкан и в Нановишката калдера. Представени са от виолетово-червени флуидални трахириолити, трахириодацити, трахидацити и висококалиеви трахириодацити (субвулкански тела, дайки, лавови потоци и пирокластични).

В основата се разкриват кисели пирокластични с дебелина до около 150 m с рифови варовици в горната им част. Те се секат или покриват от тела и лавови потоци предимно от трахириодацити с перлити по контактите им.

Момчилградски трахидацитов комплекс. Материалите му изграждат най-късната фаза на Дамбалъшкия вулкан и паразитни вулкански конуси по склона на Звезделския вулкан. Представени са от сиво-черни амфибол-пироксен-биотитови трахидацити и висококалиеви дацити (лавови потоци и пирокластити) със сумарна дебелина до около 600 m. В основата на разреза се установяват предимно пирокластити с обща дебелина около 200 m, а над тях – главно лавови потоци със сумарна дебелина до 400 m.

Равенски риолитов комплекс. Продуктите му изпълват част от Нановишката калдера. Представени са от червено-кафяви риолити и техните пирокластити. Доминират пирокластитите, в чиято основа се установяват и пластове от рифови варовици. Общата им дебелина достига 300 m.

Пчелояден дайков комплекс. Представен е от субвулкански дайки и тела от висококалиеви риодацити, риолити, латити, трахидацити, трахириодацити и трахириолити. Те са локализирани по Пчелоядният разломен сноп в южната част на Момчилградското понижение. Той е със ЗСЗ посока, дължина повече от 30 km и ширина 8 km.

3.3.2.4. Златоустовско понижение

В това понижение се засебват два ареала на разпространение на вулканизма. В ЮЗ част на понижението той е със среден състав, а в северната – с кисел.

3.3.2.4.1. Маджаровска средна по състав магматична група

Продуктите ѝ изграждат Маджаровския вулкан (Иванов, Р., 1960) и няколко по-малки сателитни вулкански постройки (фиг. 7, 9). Те са съсредоточени в ЮЗ част на понижението. Представени са от шошонити, андезити, латити, трахидацити, трахити (пирокластити, лавови потоци, дайки) и монзонитоиден плутон. В тази група отдолу нагоре се отделят Кочашки шошонитов, Главанашки латитов, Габеровски кварц-трахитов и Ардински дайков комплекс, както и Маджаровски монзонитоиден плутон (Маврудчиев, 1959, 1965). За Маджаровската гру-

па по Rb/Sr метод е определена възраст 31,6–32,3 Ma (Marchev, Rodgers, 1998), а по Ar/Ar – 32,69–32,06 Ma (Marchev, Singer, 2002).

Кочашки шошонитов комплекс. Представен е от пироксен-биотитови шошонити (лавови потоци и пирокластити), които се разкриват в източната периферия на Маджаровския вулкан. В основата му се установяват пирокластити и епикластити със слоеве от органогенни варовици. Над тях се разполагат лавови потоци от пироксен-биотитови шошонити. Общата дебелина на тези скали достига 300 m.

Главанашкият латитов комплекс изгражда около 90–95% от обема на Маджаровския вулкан. В него въпреки, общо взето, монотонния строеж се отделят отдолу нагоре четири подкомплекса – сиво-виолетови или тъмносиви дребнопорфирни пироксен-биотитови андезити и латити тип „Менекенски камъни“; черни пироксен-биотитови двупироксенови среднопорфирни латити тип „Къзкая (Арда)“; черни дребнопорфирни пироксен-биотитови латити тип „Коджа Каракая“; едропорфирни пироксен-биотит-амфиболови латити и кварц-латити тип „Горни Главанак“. Общата дебелина на лавовите потоци и пирокластитите от този комплекс достига 500 m. Лавовите потоци рязко преобладават над пирокластитите (>80%).

Габеровски трахидацитов комплекс. Материалите му са представени от биотит-пироксен-амфиболови трахидацити (лавови потоци и пирокластити). Общата им дебелина достига 300 m. Те изграждат няколко паразитни вулкански конуса в източната част на Маджаровския вулкан. Доминират лавовите потоци.

Ардински дайков комплекс. Представен е от субвулкански дайки от латити, трахити и шошонити с дължина до няколко километра и дебелина до няколко десетки метра. В повечето случаи те са радиални по отношение на Маджаровския вулкан, но доминират тези със ЗСЗ посока.

3.3.2.4.2. Златоустовска кисела магматична група

Материалите на тази група са локализиращи в североизточната периферия на Златоустовското

понижение (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2007). Изграждат Лозенския вулкан (Янев и др., 1975), Светамаринския вулкан и Шейновецката структура. В нея се отделят Мезекски риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекс. Тази група е изградена от трахидацити, трахириодацити и риолити (субвулкански тела, лавови потоци и пирокластити) с общ ареал на разпространение. Те вероятно са резултат от еволюцията на една магмена камера с кисел състав.

Възрастта ѝ по взаимоотношения със съседните литостратиграфски единици се определя като приабон-рупел. По Rb/Sr метод е определена възраст 31,6–32,3 Ma (Marchev, Rogers, 1988). Датировките по Ar/Ar показват възраст 32,69–32,06 Ma (Marchev, Singer, 2002).

Мезекски риолитов комплекс. Материалите му изграждат Светамаринския вулкан, Мезекската вулканска структура и началната фаза на Лозенския вулкан в Златоустовското понижение. Те са представени от дребнопорфирни висококалиеви риолити, трахириолити и трахириодацити – пирокластити, екструзиви, дайки и силове. Сред пирокластитите се срещат пласове от рифови варовици и епикластити. Общата им дебелина достига 400 m.

Черномогилски трахириодацитов комплекс. Установява се само в пределите на Лозенския вулкан. Представен е от субвулкански тела, силове и дайки от амфибол-биотитови трахидацити, трахириодацити и риолити и от комагматичните им амфибол-биотитови диоритови интрузии и дайки. Те секат скалите на Мезекския риолитов комплекс и постилащите ги седименти.

3.3.2.5. Кърджалийски блок, Кърджалийска кисела магматична група

Тази група е с най-широк ареал на разпространение. Продуктите ѝ се установяват в целия Кърджалийски блок, в части от Момчилградското, Златоустовското и Североизточнородопското понижение или в по-голямата част от Източнородопското комплексно понижение (фиг. 7, 9).

Тя е изградена от дацити, риодацити и риолити (пирокластити, субвулкански тела и екструзии) с общ ареал на разпространение. В нея се отделят Белипластски риодацитов, Перперешки

трахириолитов, Стомански риолитов и Устренски риолитов комплекс (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006г). Не се наблюдават взаимоотношения на пирокластитите от Стоманския комплекс и другите магматични комплекси. Възможно е те да са аналог на пирокластитите от Перперешкия комплекс. Съставните комплекси на Кърджалийската група са резултат от еволюцията на една магмена камера с кисел състав на магмата.

Материалите на Кърджалийската група латерално се зацепват с продуктите (комплексите) на Дамбалската (на юг), Сърнишката (на СЗ) и Маджаровската (на изток) група.

Ранните фази (Белипластски риодацитов, Перперешки трахириолитов комплекс) са предимно в експлозивен фацис (Янев, 1995). Пирокластитите им покриват Кърджалийския блок, по-голямата част от Момчилградското, съществена част от Златоустовското и незначителна част от Североизточнородопското понижение. Устренският риолитов комплекс е главно в ефузивен фацис и неговите продукти изграждат екструзии в западната част на Момчилградското понижение и неговата рамка.

По взаимоотношенията му със съседните литостратиграфски единици се определя като приабон-рупел. По Ar/Ar метод за Белипласткия комплекс се определя възраст 32,44 Ma (Marchev, Singer, 2002). Moskovski et al. (2004), също по Ar/Ar метод, дават 32,28 Ma за Белипласткия и 32,00–31,82 Ma за Перперешкия комплекс.

Белипластски риодацитов комплекс. Продуктите му се установяват в Кърджалийския блок, в части от Момчилградското, Златоустовското и Североизточнородопското понижение или в по-голямата част от Източнородопското комплексно понижение. Комплексът е представен главно от пирокластити. Към него се отнасят и някои субвулкански тела и дайки от висококалиеви дацити и риодацити, включително и „голямата дайка“, внедрена по Златоустовската дислокация. Тя е с дебелина близо 1 km и дължина 8–9 km.

Пирокластитите са със сумарна дебелина до 250 m. Сред тях се установяват пластове от епикластити и рифови варовици. Слоевете с епикластити се разполагат предимно в долната част на разреза, а тези с варовици – в горната.

Количеството на пирокластичния материал от Белипласткия комплекс е огромно. На площ от

около 1800 km² (и извън Кърджалийския блок) се отлагат пирокластити със средна дебелина около 100 m или изригналата маса е с обем поне от около 180 km³.

По Ar/Ar метод е определена възраст 32,44–32,28 Ma (Marchev, Singer, 2002; Moskovski et al., 2004). По взаимоотношения със съседни комплекси се определя като приабон-рупел.

Перперешки трахириолитов комплекс. Материалите му се разкриват в Кърджалийския блок и в голяма част от Момчилградското и Златоустовското понижение. Пирокластитите на този комплекс имат ареал на разпространение повече от 1200 km² (и извън Кърджалийския блок) при средна дебелина от около 120 m или имат обем повече от 144 km³. Сред пирокластитите се установяват пластове от епикластити и рифови варовици. Към този комплекс отнасяме и няколкото екструзии от кафяво-червени до розово-виолетови флуидални до масивни трахириолити с диаметър до 1500 m, внедрени предимно по Ардинската разломна зона.

Според някои автори (Yanev, 1995, и др.) пирокластитите от този комплекс са продукт на вулканизма от Боровишкия вулкански район. Ние смятаме, че тези пирокластити са резултат на началните експлозивни фази на Перперешкия и Хисарския вулкан, където и дебелината на пирокластитите е най-голяма (до 250 m).

По Ar/Ar метод се определя възраст 32,28–31,82 Ma (Moskovski et al., 2004). По взаимоотношения със съседни комплекси също се определя като рупел.

Стомански риолитов комплекс. Този комплекс е представен от кисели пирокластити с една пачка от рифови варовици в основата. Те се разкриват в южната част на Джебелското понижение. Сумарната им дебелина е около 170 m. Материалите на този комплекс имат аналогичен състав и близко време на образуване с пирокластитите на Перперешкия трахириолитов комплекс. В Джебелското понижение между тях се вклинява Джебелската свита. Поради липса на наблюдавани взаимоотношения между тях трудно може да се определи дали това е една фаза или две различни фази на вулканизма.

Устренски риолитов комплекс. Материалите на този комплекс изграждат риолитови екструзии

в СЗ периферия на Момчилградското понижение. Те са с диаметър до 3–4 km и вместиат перлитови тела.

3.3.2.6. Източнородопски комплексен купол, Белоречка магматична група

Материалите на тази група изграждат субвулкански тела и дайки, внедрени в метаморфния фундамент на Белоречкия и Кесибирийския купол, както и в пределите на Лозенския вулкан. Те вероятно са резултат от еволюцията на една магмена камера със среден състав. В нея се отделят Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекс. Тази група е описвана от Иванов, Р. (1983) като контрастна базалт-фелзитриолитова формация.

Планинецки трахириолитов комплекс. Материалите му изграждат субвулкански тела (силове) и дайки, внедрени предимно в ЗСЗ, порядко СИ разломи в Белоречкия и Кесибирийския купол, както и в пределите на Лозенския вулкан.

Крумовградски базалтов комплекс. Продуктите му изграждат субвулкански дайки и тела от клинопироксен-биотитови базалти, внедрени в различно ориентирани разломи в Белоречкия и Кесибирийския купол, южно от Крумовград.

3.3.3. Олигоцен-кватернерни седиментни единици

Олигоцен–миоцен

Драгойновска свита. Седиментите ѝ лежат върху Драгойновския латитов комплекс. Покриват се дискордантно от материалите на Ахматовската свита.

Свитата е изградена главно от средно- до дебелопластови пясъци и пясъчници, които на места преминават в дребнокъсови конгломерати. Те се редуват с глини, глинести алевролити, конгломерати и малки лещи от лигнитни въглища. На места, в южните разкрития, се установяват тънки слоеве от кисели пирокластити. Сред материалите на свитата се установяват добре запазени окременени дървета. Общата ѝ дебелина достига 400–500 m.

Смята се, че свитата се е образувала в алувиално-езерни условия. Въз основа на полен

възрастта се определя на горен олигоцен–долен миоцен (Коюмджиева, Драгоманов, 1979).

Вълчеполската свита се описва в рамките на Бряговско-Вълчеполското понижение (Goranov, 1982; Ламбева, Тончев, 1988; Боянов и др., 1992). Седиментите на свитата залягат трансгресивно върху тези на Белипласткия риодацитов, Маджаровския латитов и Перперешкия трахириолитов комплекс. В повечето случаи пряка подложка е изветрителната кора, развита върху тези комплекси.

Свитата е изградена главно от редуване на конгломерати и пясъчници. Те алтернират с ограничено количество пясъчливи глини, глини и кисели пирокластити, които не са издържани в хоризонтална и вертикална посока. Рядко се срещат малки лещи от въглища. Дебелината на свитата достига до 300–350 m.

Предполага се, че отложенията на Вълчеполската свита са алувиално-езерни. Възрастта ѝ не е доказана. Приема се за горен олигоцен–долен миоцен.

Маришката свита (Каменов, Панов, 1976) се разкрива северозападно от гр. Харманли. Контактът ѝ с метаморфния фундамент е тектонски. Покрива се трансгресивно от Ахматовската свита. Тя е изградена от глини, пясъци, пясъчници, чакълни и гравийни конгломерати. Глините се наблюдават в ниските части на профила, като издържани пластове с дебелина 5–10 m. Дебелината на свитата достига 300 m. Възрастта ѝ не е доказана и се приема по геоложки съображения.

Неоген

Ахматовската свита (Коюмджиева, Драгоманов, 1979; Драгоманов и др., 1981, 1984) има широко разпространение в североизточните части на района, където изпълва голяма част от Горнотракийското понижение. Тя е изградена от пясъци, пясъчници, глини, варовици, гравии и чакъли. За тях са характерни бързи фащиални преходи във вертикална и хоризонтална посока. Дебелината на свитата варира от 120 до 350 m.

Седиментите са алувиални и пролувиални и са свързани с развитието на речната система на Палеомарица. Отделят се три макроцикъла – меотски, понто-датски и горноплиоценски или еоплейстоценски.

Кватернер

Кватернерните наслаги имат повсеместно разпространение, но са най-обилно представени в североизточните части на площта.

Елувиалните отложения имат ограничено разпространение.

Пролувиалните, алувиално-пролувиалните и пролувиално-делувиалните отложения се установяват главно в северното подножие на рида Гората (Ибреджекски хорст), както и в североизточното подножие на Родопите в района между Асеновград и с. Искра.

Алувиалните отложения са най-широко представени в долината на реките Марица (дебелина до 30 m), Арда, Харманлийска (Олу дере) и Хасковска.

3.4. Петрохимични особености на късноалпийския късноекстензионен магматизъм

Според Иванов, Р. (1963) скалите от Боровишката серия се характеризират с повишена обща и калиева алкалност. Момчилград-Ардинската серия се отличава с по-ниска обща и калиева алкалност на средните по състав скали от серията в сравнение с тези от съответните членове на Боровишката серия. Калциевата алкалност на киселите скали в Момчилград-Ардинската серия е малко по-висока, отколкото в Боровишката. Иванов, Р. (1964) смята, че Маришката, Момчилград-Ардинската и Боровишката серия се разполагат в ЮИ–СЗ профил, от периферията към центъра на масива. Трите серии имат слабо повишена обща и калиева алкалност, които се увеличават от периферната към вътрешната серия.

Янев и др. (1983) отнасят киселите вулкански скали от цикличния вулканизъм към нормално алкалните и субалкалните скали, по диаграмата $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$, с преобладаване на калия над натрия. По състав те варират от риолити и трахириолити до трахидацити. Според Yanev (1998) киселите вулкански скали от Източните Родопи варират от дацити и трахидацити до риолити. Те се отнасят към умерено алкалната или шошонитовата серия.

Описва се напречната зоналност в разпределението на калия в средните по състав вулканити в Източнородопския вулкански район (Yanev et al., 1998). В южната част на района (Се-

верна Гърция) доминират вулканите от калциево-алкалната и висококалиевата калциево-алкална серия, а в северната част на Източнородопския вулкански район скалите са от висококалиевата калциево-алкална и шошонитовата серия.

Почти всички изследователи на палеогенския магматизъм в Източните Родопи посочват повишената обща и калиева алкалност. При това Боровишкият вулкански район се характеризира с по-висока обща и калиева алкалност в сравнение с Момчилград-Ардинския (Иванов, Р., 1963, 1964; Янев и др., 1983; Yanev, 1998; Marchev et al., 1998).

Според съдържанието на K_2O магматичните скали в Източнородопското комплексно понижение се отнасят главно към висококалиевата калциево-алкална и шошонитовата серия (Harkovska et al., 1989; Dabovski et al., 1991; Yanev, 1998; Marchev et al., 1998).

Отделни анализи на някои магматични комплекси се разполагат в полетата на калциево-алкалната и висококалиевата субалкална серия.

Съдържанието на SiO_2 в палеогенските вулкански скали варира в широки граници – от 48,0 до 80,0% (фиг. 11, 12, 13).

В съдържанията на TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 tot, CaO , MgO и P_2O_5 се наблюдават доста сходни особености (фиг. 11). Всички те намаляват с увеличението на SiO_2 , независимо от някои локални отклонения (Георгиев, Милованов, 2005; Georgiev, Milovanov, 2003b, 2004, 2006b, 2007 и др.).

На диаграмата K_2O/SiO_2 повечето анализи попадат в полето на шошонитовата серия (фиг. 12). Значително количество от данните са в полето на висококалиевата субалкална и висококалиевата калциево-алкална серия и единични анализи в полето на калциево-алкалната серия.

От средните магматични групи данните на Сърнишката и Маджаровската група попадат в полетата предимно на шошонитовата и висококалиевата субалкална серия. Стойностите на Путочарската подгрупа от Дамбалската група са най-ниски и се разполагат в полето на висококалиевата калциево-алкална серия, а на Здравецката подгрупа – в полето на шошонитовата серия.

От киселите магматични групи с най-високи съдържания на K_2O се характеризират Чамдеренската магматична група и Здравецката подгрупа. Анализите им попадат в полетата на

шошонитовата и висококалиевата субалкална серия. За Кърджалийската и Златоустовската група данните са главно в полетата на шошонитовата и висококалиевата калциево-алкална серия.

От късните дайкови комплекси с най-високи съдържания на K_2O се характеризира Тримогилският комплекс, чиито анализи попадат предимно в полето на висококалиевата субалкална серия. Анализите на Пчелоядният комплекс се разполагат в полето на шошонитовата серия.

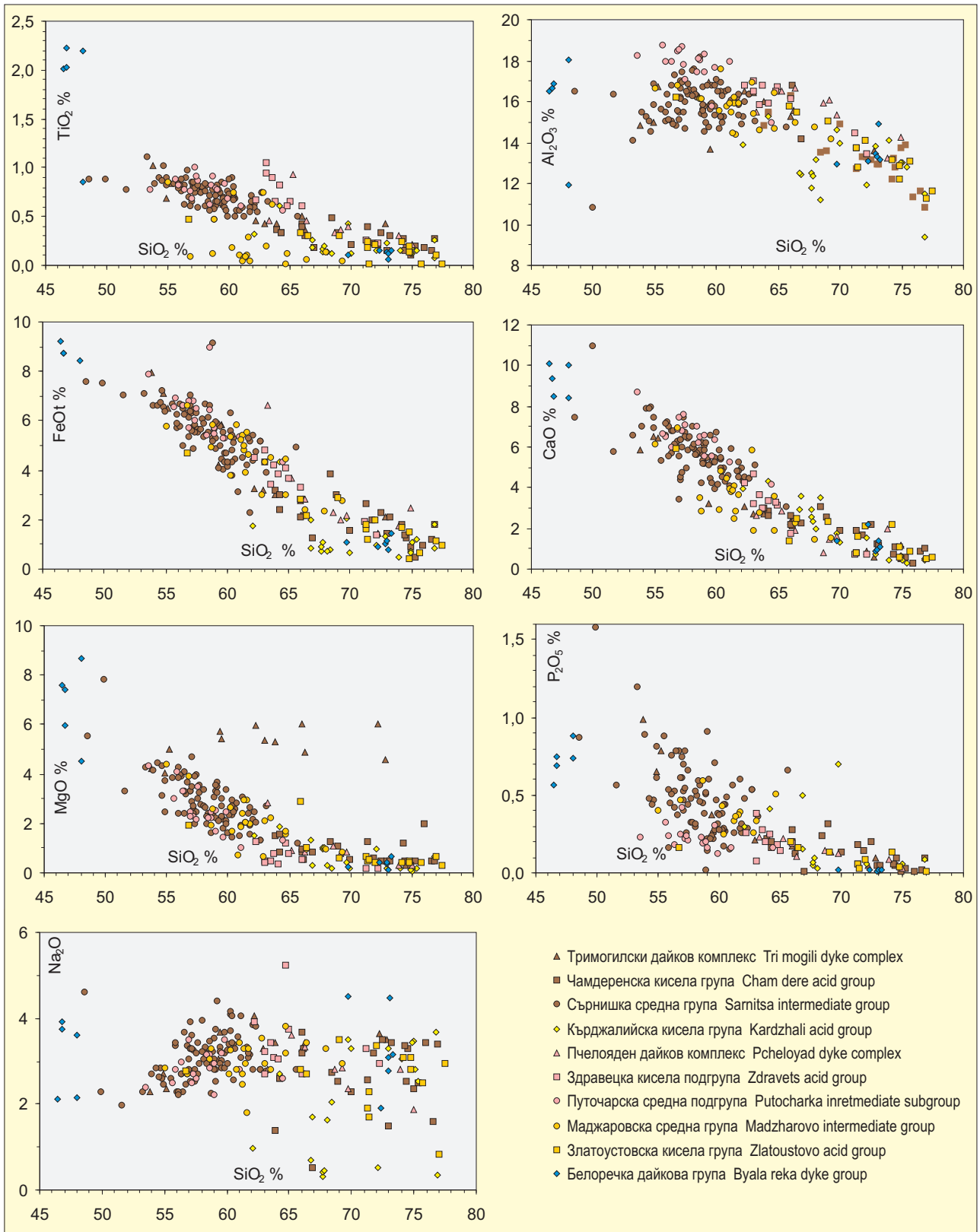
Данните за Белоречката група се характеризират с висок размах в съдържанията на K_2O и се разполагат в интервала от висококалиевата калциево-алкална до висококалиевата субалкална серия, но трендът лежи изцяло в полето на шошонитовата серия.

С най-високи стойности на K_2O се характеризират скалите в Североизточно-родопското понижение (Сърнишка и Чамдеренска група, вкл. Тримогилски дайков комплекс). Данните за тези скали са в полетата на шошонитовата и висококалиевата субалкална (преходна) серия. Трендът на съдържанията на K_2O за скалите от Североизточнородопското понижение лежи изцяло в полето на шошонитовата серия.

Скалите от Момчилградското понижение и Кърджалийския блок се характеризират с най-ниски стойности на K_2O . Анализите от Дамбалската и Кърджалийската група попадат предимно в полетата на висококалиевата калциево-алкална и шошонитовата серия. По-базичните части на трендовете им лежат в полето на висококалиевата калциево-алкална серия, а киселите разновидности – в полето на шошонитовата серия.

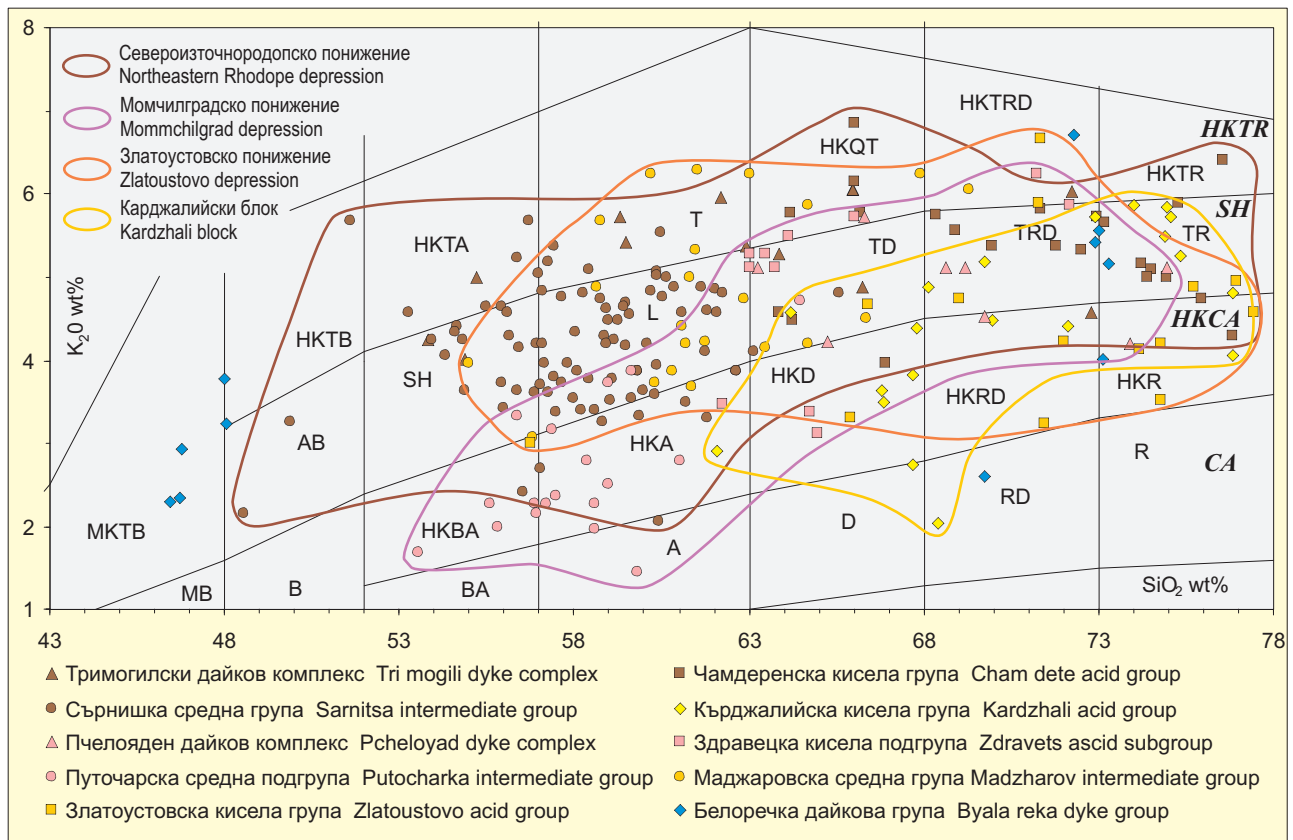
По съдържание на K_2O скалите от Златоустовското понижение заемат междинно положение. Анализите се разполагат главно в полетата на шошонитовата серия. Значителен брой анализи са локализирани както в полето на висококалиевата субалкална серия (Маджаровска група), така и на висококалиевата калциево-алкална серия (Златоустовска група).

На диаграмата $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ се наблюдават някои сходни особености (фиг. 13). С най-висока обща алкалност се характеризират скалите от Североизточнородопското понижение. Почти всички анализи се разполагат в полетата на алкалните разновидности – трахибазалти, базалтови трахиандезити, трахиандезити за Сърнишката група, трахидацити и риолити за Чамдеренската група и базалтови трахиандезити,



Фиг. 11. Диаграми на основните оксиди на магматичните групи в Източните Родопи (по Georgiev, Milovanov, 2004)

Fig. 11. Diagrams of the main oxides of the magmatic groups in the Eastern Rhodope (according to Georgiev, Milovanov, 2004)



Фиг. 12. K_2O/SiO_2 диаграма на магмените групи в Източните Родопи (по Georgiev, Milovanov, 2004)

Магмени серии и видове: *CA* – калциево-алкална серия: MB – меланократни базалтоиди, B – базалт, BA – базалтов андезит, A – андезит, D – дацит, RD – риодацит, R – риолит; *HKCA* – висококалиева калциево-алкална серия: HKBA – висококалиев базалтов андезит, HKA – висококалиев андезит, HKD – висококалиев дацит, HKRD – висококалиев риодацит, HKR – висококалиев риолит; *SH* – шошонитова серия: MKTB – меланократен калиев трахибазалт, AB – абсарокит, SH – шошонит, L – латит, TD – трахидацит, TRD – трахириодацит, TR – трахириолит; *HKTR* – висококалиева субалкална серия: HKTB – висококалиев трахибазалт, HKTA – висококалиев трахиандезит, T – трахит, HKQT – висококалиев кварц-трахит, HKTRD – висококалиев трахириодацит, HKTR – висококалиев трахириолит.

Fig. 12. K_2O/SiO_2 diagram of the magmatic groups in the Eastern Rhodope (according to Georgiev, Milovanov, 2004)

Magmatic series and families: *CA* – Calcium-alkaline series: MB – melanocratic basaltoids, B – basalt, BA – basaltic andesite, A – andesite, D – dacite, RD – rhyodacite, R – rhyolite; *HKCA* – High-potassium calcium-alkaline series: HKBA – high-potassium basaltic andesite, HKA – high-potassium andesite, HKD – high-potassium dacite, HKRD – high-potassium rhyodacite, HKR – high-potassium rhyolite; *SH* – Shoshonitic series: MKTB – melanocratic potassium-trachybasalt, AB – absarokite, SH – shoshonite, L – latite, TD – trachydasite, TRD – trachyrhyodacite, TR – trachyrhyolite; *HKTR* – High-potassium transitional series: HKTB – high-potassium trachybasalt, HKTA – high-potassium trachyandesite, T – trachyte, HKQT – high-potassium quartztrachyte, HKTRD – high-potassium trachyrhyodacite, HKTR – high-potassium trachyrhyolite.

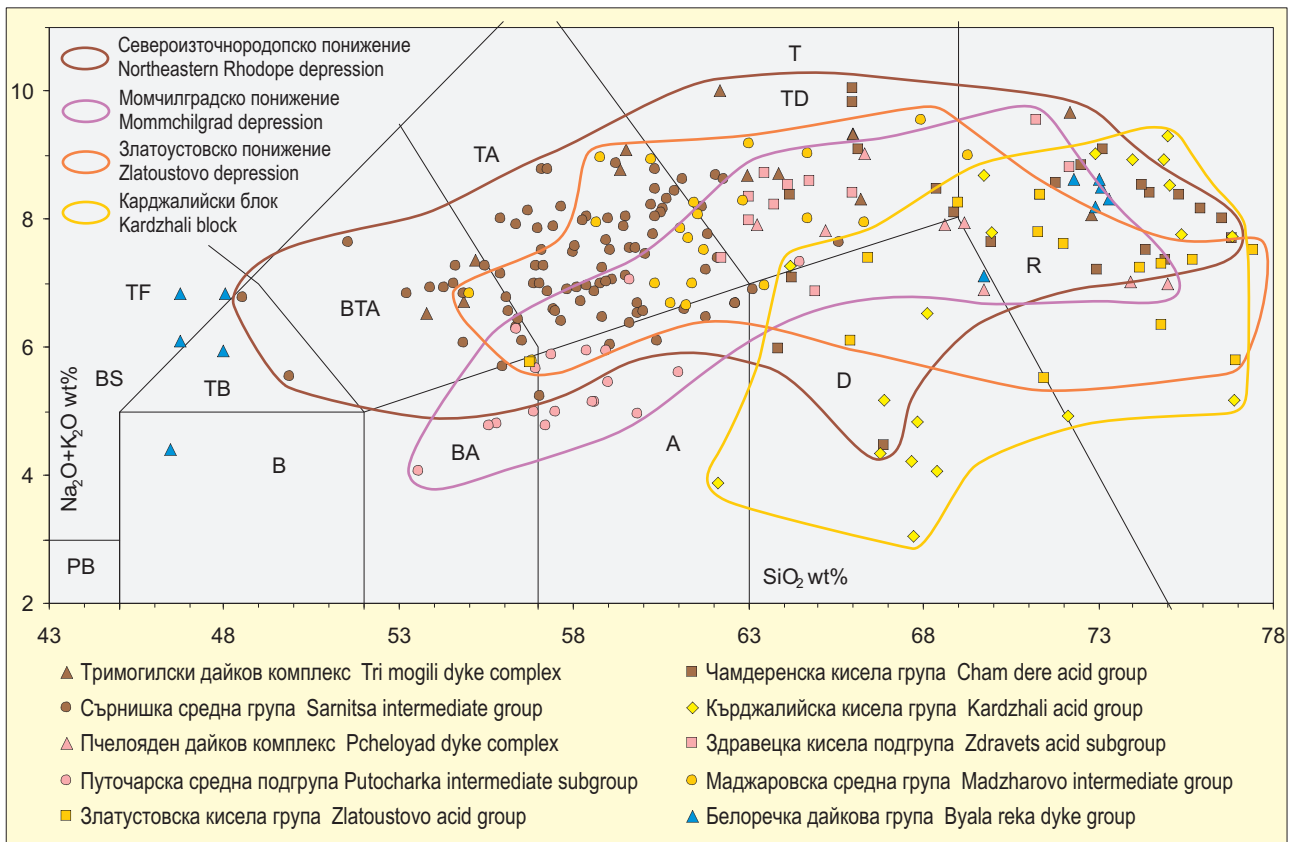
трахибазалти, трахидацити и риолити за Тримогилския дайков комплекс.

В Момчилградското понижение средните скали (Путочарска подгрупа на Дамбалската група) се характеризират с по-ниска обща алкалност и попадат в полетата на субалкалните разновидности – базалтови андезити и андезити, рядко трахиандезити. Киселите скали от Здравецката подгрупа (Дамбалска група) се характеризират с по-висока обща алкалност и попадат в полетата на алкалните разновидности – трахидацити и по-рядко дацити. Анализите

на скалите от Пчелоядния дайков комплекс се разполагат в полетата на трахидацитите, дацитите и риолитите.

В Златоустовското понижение се установява обратна тенденция – средните по състав разновидности се характеризират с по-висока обща алкалност, а киселите разновидности – с по-ниска.

За средната по състав Маджаровска група анализите са в полетата на трахиандезитите и трахидацитите, а за Златоустовската кисела група – на дацитите и риолитите.



Фиг. 13. TAS-диаграма на магмените групи в Източните Родопи (по Georgiev, Milovanov, 2004)

PB – пикробазалт, B – базалт, BA – базалтов андезит, A – андезит, D – дацит, R – риолит, TB – трахибазалт, BTA – базалтов трахиандезит, TA – трахиандезит, T – трахит, TD – трахидацит, BS – базанит, TF – тейфрит, FT – фонотейфрит, TFF – тейфрифониолит.

Fig. 13. TAS-diagram of the magmatic groups in the Eastern Rhodope (according to Georgiev, Milovanov, 2004)

PB – picrobasalt, B – basalt, BA – basaltic andesite, A – andesite, D – dacite, R – rhyolite, TB – trachybasalt, BTA – basaltic trachyandesite, TA – trachyandesite, T – trachyte, TD – trachydacite, BS – basanite, TF – tephrite, FT – phonotephrite, TFF – tephriphonolite.

Разновидностите на Кърджалийската група, подобно на Златоустовската група, се характеризират с по-ниска обща алкалност. Те се определят като дацити и риолити.

Базичните разновидности на Белоречката група се определят като базалти, трахибазалти и тейфрити (Крумовградски комплекс), а киселите – като риолити (Планинецки комплекс).

Сърнишка средна по състав магматична група

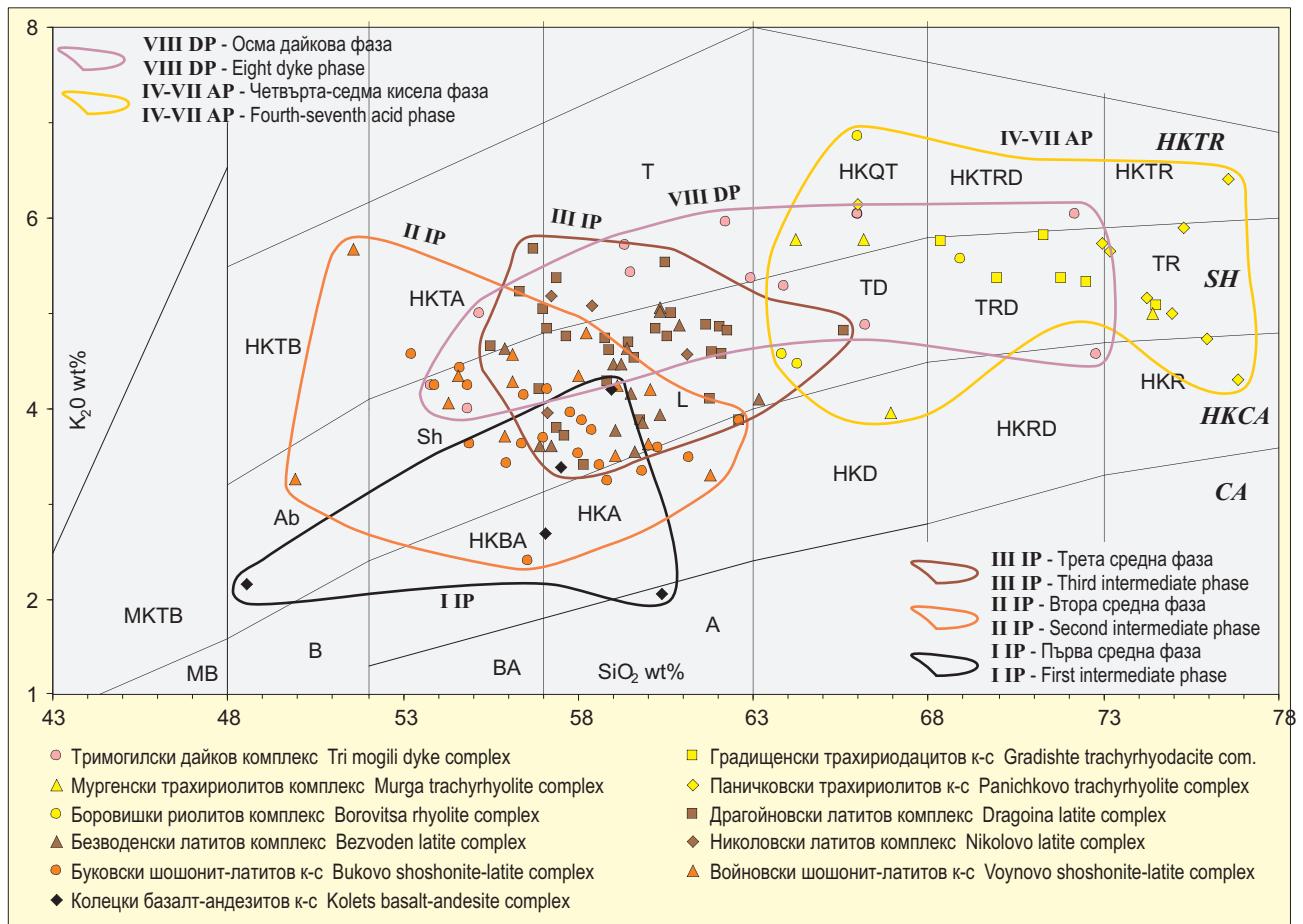
На диаграмата K_2O/SiO_2 повечето скали от Сърнишката група попадат в полето на шошонитовата серия и само някои образци – в полетата на висококалиевата калциево-алкална и висококалиевата субалкална серия (фиг. 14). Трендовете на разпределение на анализите също попадат главно в полето на шошонитовата серия (Georgiev, Milovanov, 2006b). Само трендът на Колецкия базалт-андезитов комплекс в по-голямата си част се разполага в полето на високо-

калиевата калциево-алкална серия, но близо до границата с шошонитовата серия.

Наблюдава се отчетлива тенденция към увеличаване съдържанието на калий от ранните фази (комплекси) към късните. Тези съдържания са най-ниски в най-ранния Колецки базалт-андезитов комплекс. Следващите по време Войновски и Буковски шошонит-латитови комплекс се характеризират с междинни стойности в съдържанието на калий. Най-късните Николовски, Безводенски и Драгойновски латитов комплекс се характеризират с най-високи съдържания на калий.

Скалите от Сърнишката група се характеризират с повишена обща алкалност и на диаграмата $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ почти всички анализи попадат в полетата на трахитовите разновидности (фиг. 15).

Наблюдава се отчетлива тенденция към повишаване на киселинността и алкалността (K_2O ; Na_2O+K_2O) от ранните към късните фази (комплекси).



Фиг. 14. K_2O/SiO_2 диаграма на магмените комплекси в Североизточнородопското понижение (по Georgiev, Milovanov, 2006b, 2007)

Съкращения виж фиг. 12, с. 67.

Fig. 14. K_2O/SiO_2 diagram of the magmatic complexes in the Northeastern Rhodope depression (according to Georgiev, Milovanov, 2006b, 2007)

Key see in Fig. 12, p. 67.

Чамдеренска кисела магматична група

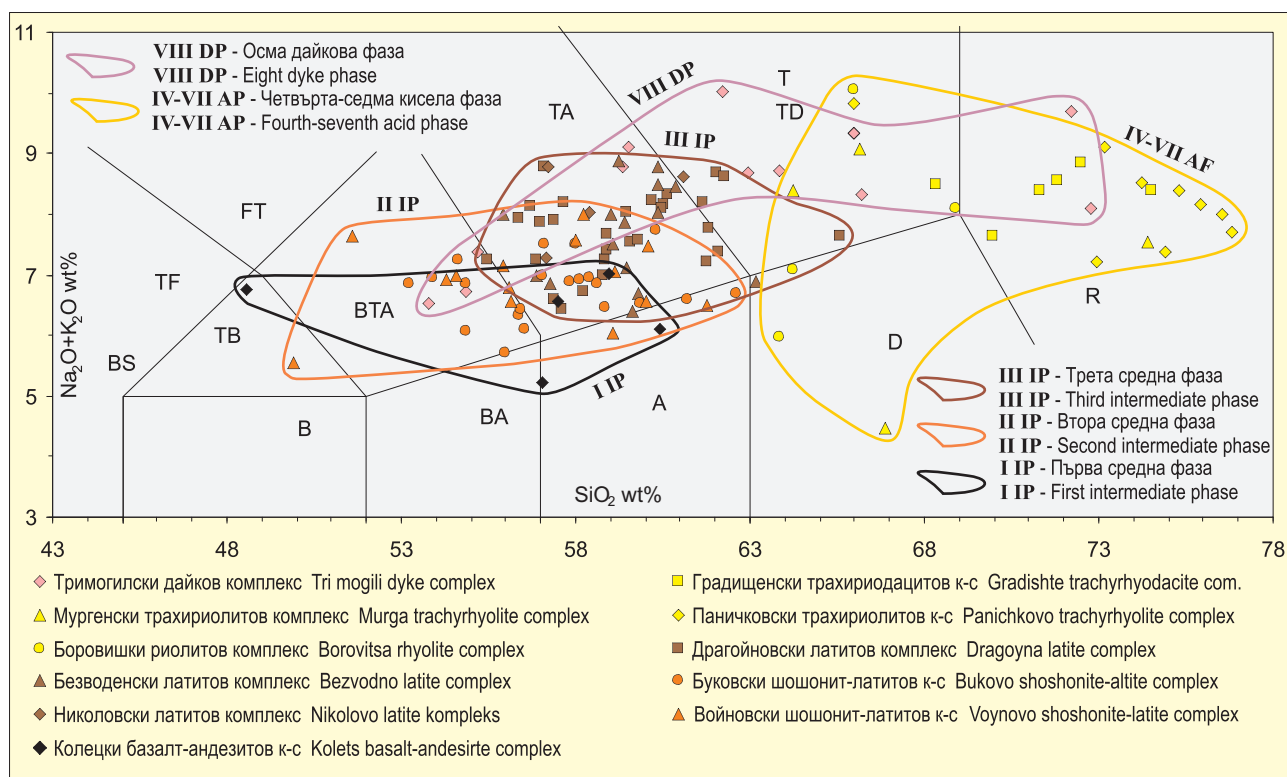
По съдържание на SiO_2 , скалите от Боровишкия, Паничковския, Мургенския и Градищенския комплекс се отнасят към групата на киселите скали – дацити, риодацити и риолити (фиг. 14, 15). Нещо повече, във всички тези комплекси съдържанията на SiO_2 варират в сравнително широки граници – от дацити и риодацити до риолити. Скалите от Тримогилския комплекс попадат както в групата на средните по състав, така и на киселите скали – базалтови андезити, андезити, дацити и риодацити.

На диаграмата K_2O/SiO_2 (фиг. 14) анализите на повечето кисели разновидности попадат в полето на шошонитовата серия (трахидацити, трахириодацити и трахириолити), значителен брой са в полето на висококалиевата субалкална серия (висококалиеви кварцтрахити, трахириодацити и

трахириолити) и само единични образци – в полето на висококалиевата калциево-алкална серия (висококалиеви дацити, риодацити и риолити).

Разглежданите скали се характеризират и с повишена обща алкалност (фиг. 15). На диаграмата $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ повечето скали от Чамдеренската група се разполагат в полето на трахитовите разновидности.

Тримогилският комплекс се характеризира с по-високи стойности на калия и още по-високи на натрия. На диаграмата K_2O/SiO_2 за по-базичните разновидности трендът на разпределение на калия попада в полето на висококалиевата субалкална серия (висококалиеви трахиандезити и трахити). Киселите му разновидности попадат в полето на шошонитовата серия. Този комплекс се характеризира с най-висока обща алкалност в сравнение с останалите дайкови комплекси



Фиг. 15. TAS-диаграма на магмените комплекси в Североизточнородопското понижение (по Georgiev, Milovanov, 2006b, 2007)

Съкращения виж фиг. 13, с. 68.

Fig. 15. TAS-diagram of the magmatic complexes in the Northeastern Rhodope depression (according to Georgiev, Milovanov, 2006b, 2007)

Key see in Fig. 13, p. 68.

и всички вулкански комплекси от късния екстензионен етап на Източните Родопи (Georgiev, Milovanov, 2004; 2007).

Дамбалска магматична група

На диаграмата K_2O/SiO_2 данните от анализите на Путочарската средна по състав подгрупа попадат главно в полето на висококалиевата калциево-алкална серия и само отделни образци са в полето на калциево-алкалната и шшонитовата серия (фиг. 16). Скалите от Калабашкия комплекс се определят главно като висококалиеви андезити, а тези от Рабовския комплекс – като висококалиеви андезити и латити. Съставът на скалите от Звезделския комплекс варира в по-широки граници и те се определят като висококалиеви базалтови андезити и висококалиеви андезити и единични образци като андезити, шшонити и латити.

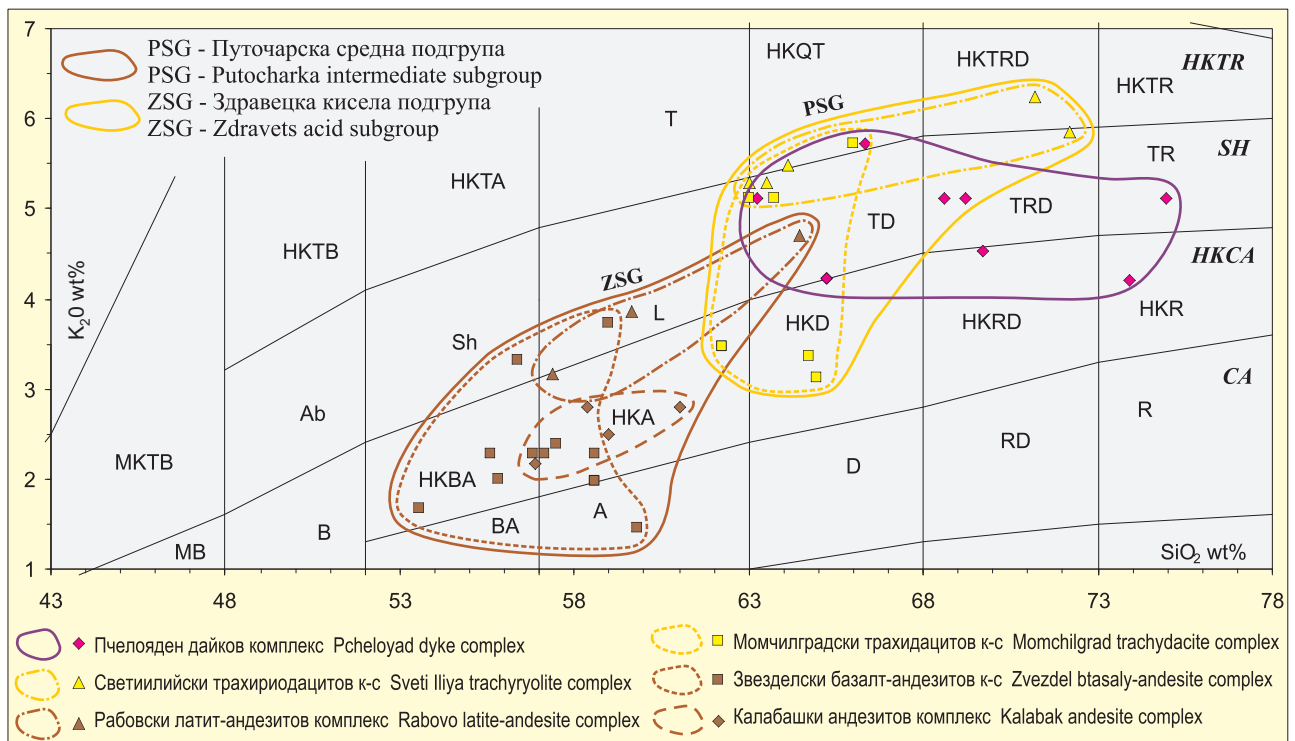
Скалите от Путочарската средна по състав подгрупа на диаграмата $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$, се определят като нормални базалтови андезити и андезити и само някои образци – като базалтови трахиандезити и трахиандезити (фиг. 17).

На диаграмата K_2O/SiO_2 данните от анализите на Здравецката подгрупа попадат в полетата на висококалиевата калциево-алкална, шшонитовата и висококалиевата субалкална серия, но доминират тези в шшонитовата серия, където се разполага и трендът на разпределението им. Скалите от Светиилийския комплекс се определят като висококалиеви дацити, висококалиеви риодацити и единични образци като висококалиеви кварц-трахити и висококалиеви трахириодацити.

На диаграмата $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ скалите от Здравецката подгрупа попадат главно в полето на трахидацитите и риолитите, по-рядко в полето на дацитите.

Като цяло скалите от Здравецката кисела подгрупа се характеризират с по-висока калиева и обща алкалност в сравнение с тези от Путочарската средна по състав подгрупа.

Данните за скалите от Пчелоядният дайков комплекс на диаграмата K_2O/SiO_2 попадат предимно в полето на шшонитовата серия и само единични образци – в полето на висококалиевата калциево-алкална серия и се определят като

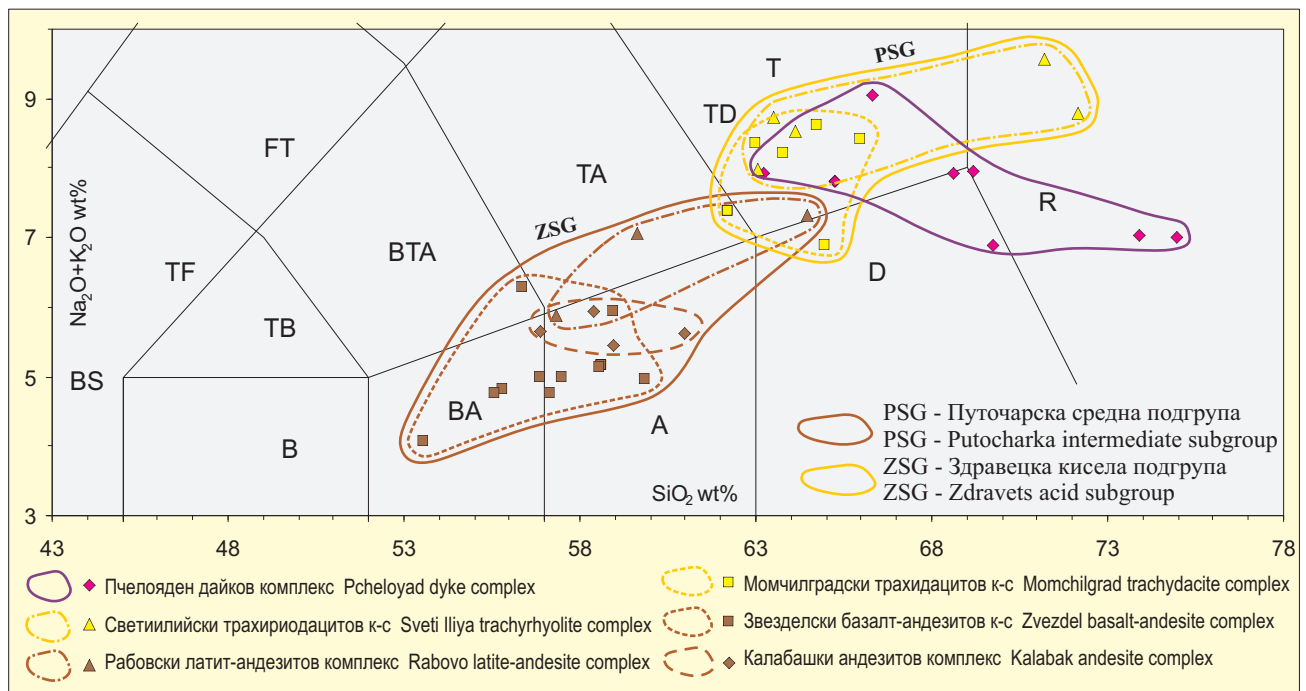


Фиг. 16. K_2O/SiO_2 диаграма на магмените комплекси в Момчилградското понижение (по Georgiev, Milovanov, 2003b)

Съкращения виж фиг. 12, с. 67.

Fig. 16. K_2O/SiO_2 diagram of the magmatic complexes in the Momchilgrad depression (according to Georgiev, Milovanov, 2003b)

Key see in Fig. 12, p. 67.



Фиг. 17. TAS-диаграма на магмените комплекси в Момчилградското понижение (по Georgiev, Milovanov, 2003b)

Съкращения виж фиг. 13, с. 68.

Fig. 17. TAS-diagram of the magmatic complexes in the Momchilgrad depression (according to Georgiev, Milovanov, 2003b)

Key see in Fig. 13, p. 68.

трахидацити, трахириодацити, трахириолити, висококалиеви дацити, висококалиеви риодацити и висококалиеви риолити.

На диаграмата $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ скалите от Пчелоядният дайков комплекс се определят като дацити, риолити и трахидацити.

Като цяло за скалите от Дамбалската група се наблюдава повишение на киселинността и алкалността от ранните към късните фази (комплекси) независимо от някои локални флукутации.

Маджаровска средна по състав магматична група

Скалите от тази група се характеризират с широк размах в съдържанието на SiO_2 (от 56,00 до 69,30%) и със сравнително малък диапазон в изменението на K_2O (3,08–6,28%). Кочашкият комплекс е представен от шошонити (фиг. 18). Съставът на Главанашкия комплекс варира в сравнително широки граници и скалите се определят като латити, трахидацити (кварцлатити) и трахити и само единични образци – като висококалиеви андезити. Скалите от Габеровския комплекс се определят като висококалиеви

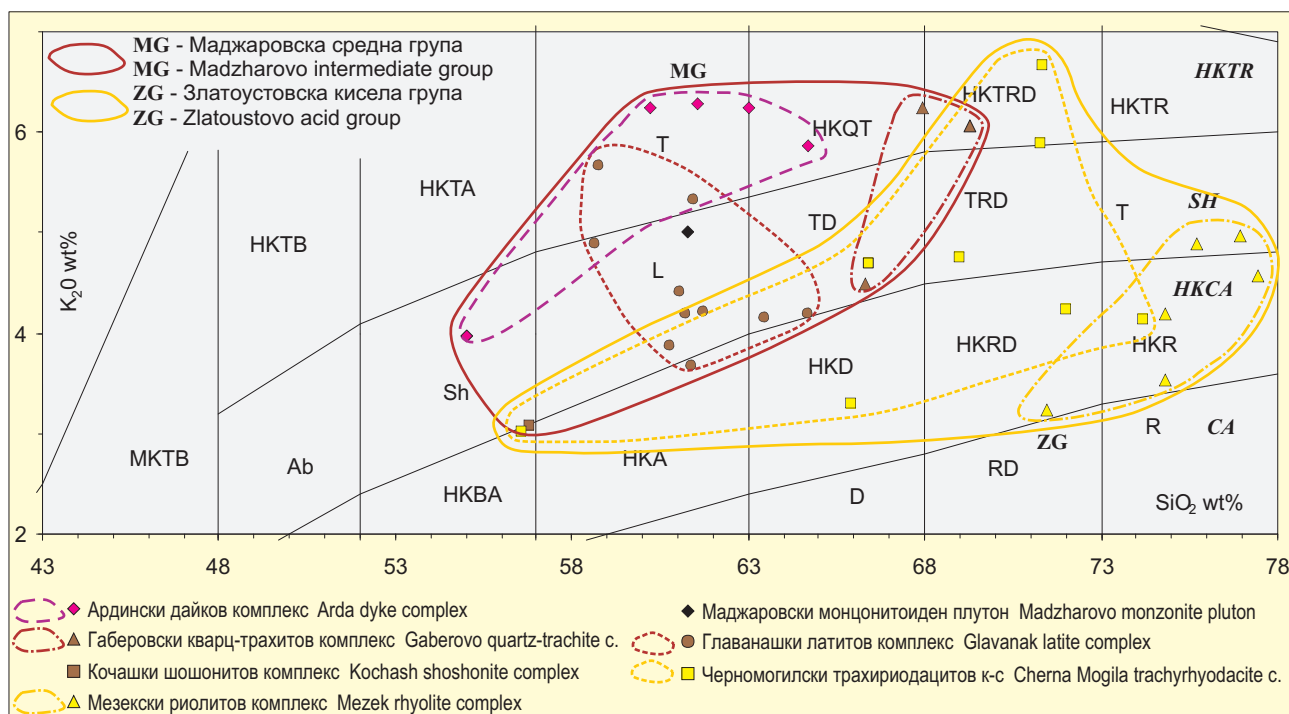
трахириодацити. Маджаровският плутон е изграден главно от монзонити. Съставът на късния Ардински дайков комплекс варира в най-широки граници – от шошонити и трахити до висококалиеви кварцтрахити.

Тази група се характеризира с висока обща алкалност и на диаграмата $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ анализите попадат в полетата на алкалните разновидности – базалтоидни трахиандезити, трахиандезити, трахити (фиг. 19).

И тук се наблюдава добре изразена тенденция към повишаване на киселинността, калиевата и общата алкалност от ранните към късните фази (комплекси).

Златоустовска кисела магматична група

Изменението на SiO_2 в образците от тази група варира от 65,91 до 80,00% (в единичен образец 56,76%), а съдържанието на K_2O е в границите 3,01–6,67% (висококалиева калциево-алкална и шошонитова серия, единичен образец – калциево-алкална серия). Скалите от Мезекския комплекс се определят като висококалиеви риолити, висококалиеви риодацити и трахириолити. Тези от Черногилския комплекс се характеризират с

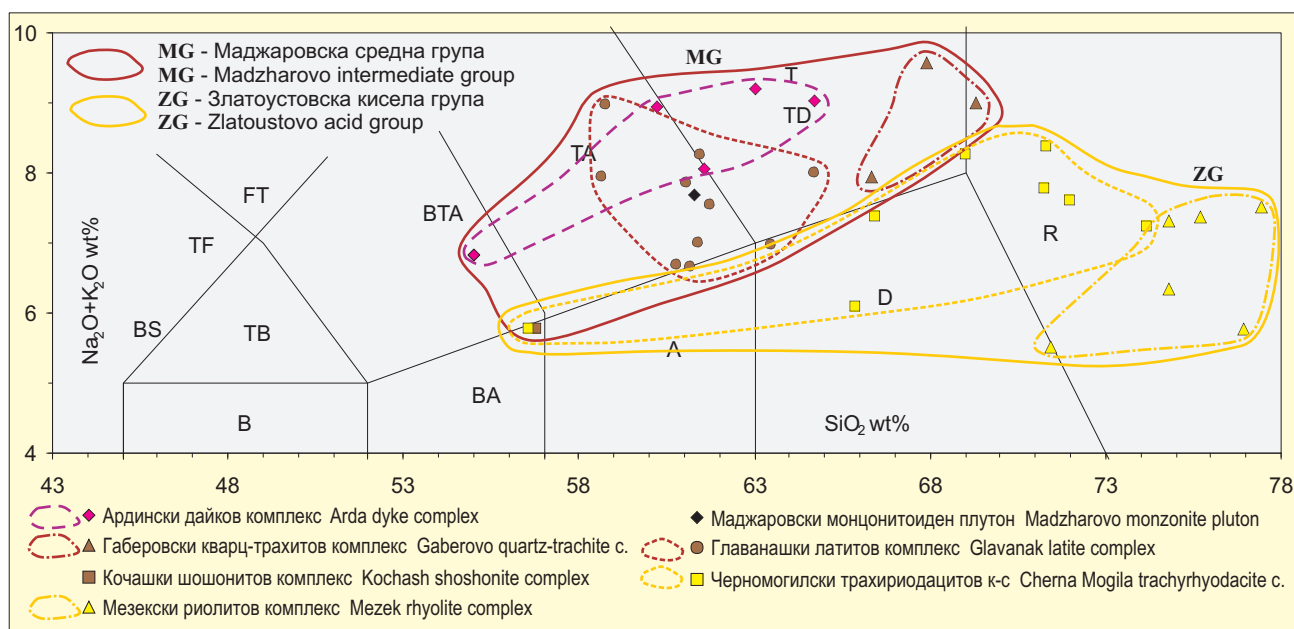


Фиг. 18. $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ диаграма на магмените комплекси в Златоустовското понижение (по Георгиев, Милованов, 2005)

Съкращения виж фиг. 12, с. 67.

Fig. 18. $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ diagram of the magmatic complexes in the Zlatoustovo depression (according to Георгиев, Милованов, 2005)

Key see in Fig. 12, p. 67.



Фиг. 19. TAS-диаграма на магмените комплекси в Златоустовското понижение (по Георгиев, Милованов, 2005)

Съкращения виж фиг. 13, с. 68.

Fig. 19. TAS-diagram of the magmatic complexes in the Zlatoustovo depression (according to Георгиев, Милованов, 2005)

Key see in Fig. 13, p. 68.

по-голямо разнообразие (фиг. 18). Те се определят като висококалиеви дацити, висококалиеви риодацити, висококалиеви риолити, трахидацити и трахириодацити, а единичен образец от интрузивното тяло – като висококалиев диорит.

Скалите от Златоустовската група се характеризират със сравнително ниски стойности на $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (фиг. 19). Тези от Мезекския комплекс се определят като риолити. Скалите от Черномогилския комплекс се определят като дацити и риолити, а единичен образец – като базалтоиден андезит. Може да се обобщи, че скалите от Златоустовската група се характеризират с по-ниска обща алкалност в сравнение с тези от Маджаровската група.

Скалите от Златоустовското понижение се отнасят към шошонитовата, висококалиевата субалкална, по-рядко към висококалиевата калциево-алкална серия, което потвърждава изводите на Narkovska et al. (1989), Иванова (2002) и др. Скалите от Маджаровската група обаче значително се отличават от средните скали на Дамбалската група от Момчилградското понижение (последните са главно от висококалиевата калциево-алкална серия; Georgiev, Milovanov, 2003b, 2004), което е още едно основание за обособяването им като отделна група.

Кърджалийска кисела магматична група

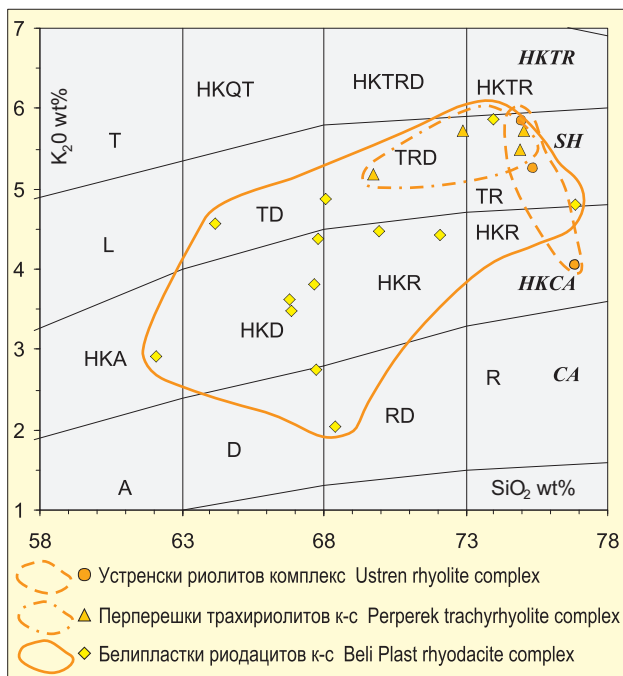
На диаграмата $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ скалите от тази група се определят от калциево-алкалната, висококалиевата калциево-алкална, шошонитовата и висококалиевата субалкална серия (фиг. 20).

Скалите от Белипласткия риодацитов комплекс се характеризират с най-голяма изменчивост. На диаграмата $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ те се определят като дацити, риодацити и риолити от калциево-алкалната, висококалиевата калциево-алкална, шошонитовата и висококалиевата субалкална серия, а един образец – като висококалиев андезит (фиг. 20). По-базичните разновидности се разполагат главно в полето на висококалиевата калциево-алкална серия, а по-киселите – към шошонитовата серия.

Скалите от Перперешкия трахириолитов комплекс се определят като трахириодацити и трахириолити. Всички анализи попадат в полето на шошонитовата серия.

Образците от Устренския комплекс се определят като висококалиеви риолити и трахириолити, съответно от висококалиевата калциево-алкална и шошонитовата серия.

На диаграмата $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na})/\text{SiO}_2$ почти всички образци от тази група показват „нормална“ алкалност и се определят като дацити и риолити и само един образец – като андезит (фиг. 21).



Фиг. 20. K_2O/SiO_2 диаграма на магмените комплекси в Кърджалийския блок

Съкращения виж фиг. 12, с. 67.

Fig. 20. K_2O/SiO_2 diagram of the magmatic complexes in the Kardzhali block

Key see in Fig. 12, p. 67.

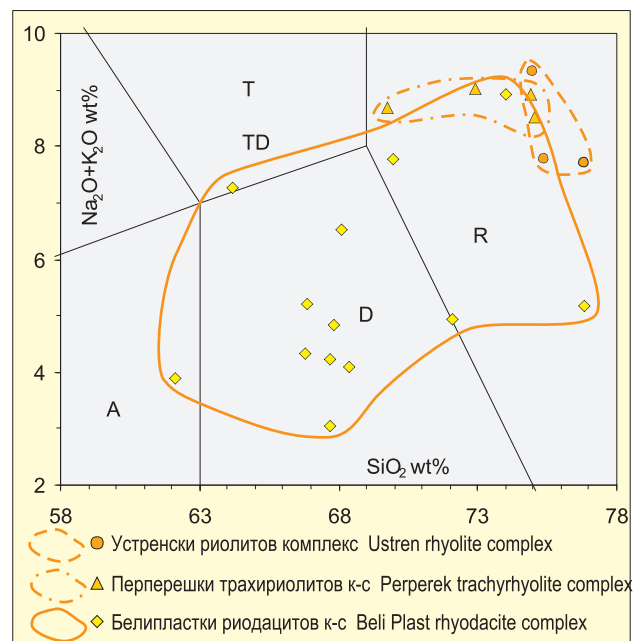
Данните за Перперешкия и Устренския комплекс попадат изцяло в полето на риолитите.

Белоречка магматична група

Скалите от Планинецкия риолитов комплекс се характеризират с малки изменения в съдържанието на SiO_2 (69,75–74,41%), но със силно изменение в съдържанието на K_2O (2,60–8,00%). Разполагат се в полетата на калциево-алкалната, висококалиевата калциево-алкална, шшонитовата и висококалиевата субалкална серия. Те се определят като риодацити, висококалиевирриодацити, висококалиевирриолити, трахириодацити, трахириолити, висококалиевирриодацити и висококалиевирриодацити (фиг. 22).

Съдържанието на SiO_2 в скалите от Крумовградския базалтов комплекс варира в границите 46,44–48,03%, а на K_2O – 2,30–3,78%. Те се определят като меланократни калиеви трахибазалти, а някои анализи попадат на границата с абсарокити и висококалиевирриодацити.

Скалите от Белоречката група се характеризират с високи съдържания на Na_2O+K_2O (фиг. 23). Тези от Планинецкия комплекс и тук се определят



Фиг. 21. TAS-диаграма на магмените комплекси в Кърджалийския блок

Съкращения виж фиг. 13, с. 68.

Fig. 21. TAS-diagram of the magmatic complexes in the Kardzhali block

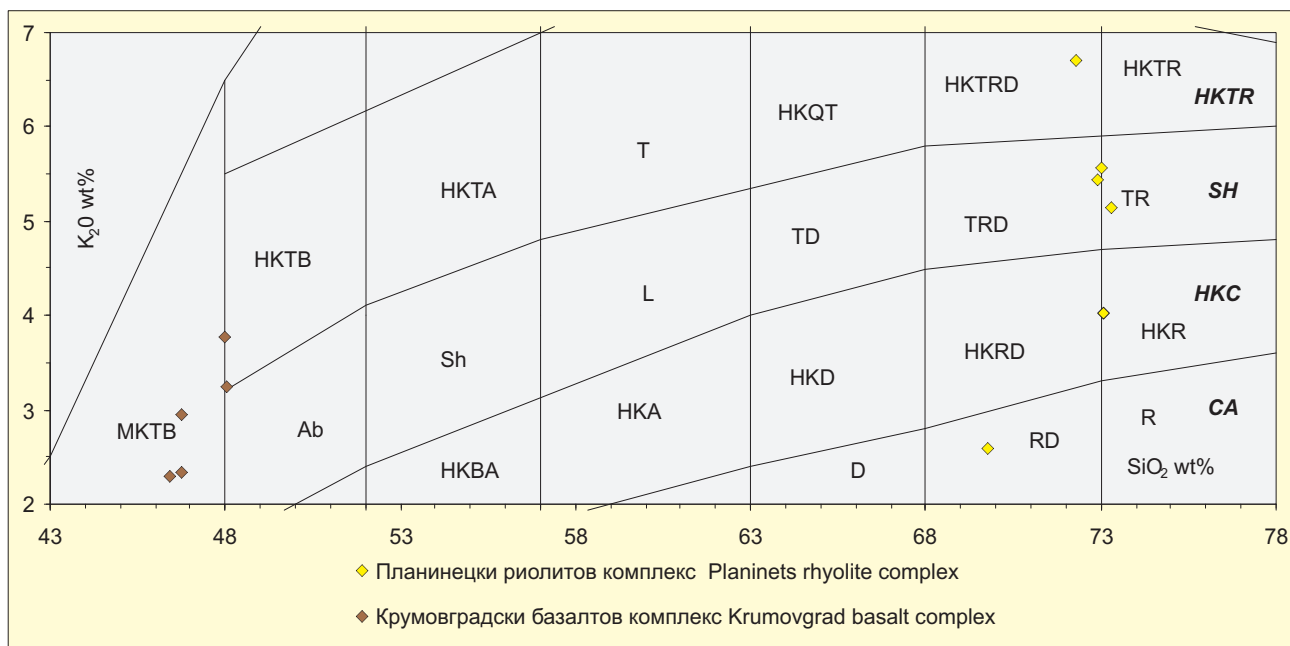
Key see in Fig. 13, p. 68.

като риолити. Анализите от Крумовградския комплекс попадат главно в полето на тефрита и само на единични образци – в полетата на трахибазалтите и базалтите.

Общи закономерности в петрохимичните особености

За късноекстензионния магматизъм се наблюдава тенденция към намаляване на съдържанието на K_2O в средните по състав скали от ССИ (Сърнишка и Маджаровска група) на ЮЮЗ (Путочарска подгрупа). Киселите групи, за които се предполага, че са последни фази в еволюцията на средна по състав периферна магмена камера (Чамдеренска група и Здравецка подгрупа), се характеризират с относително високи съдържания на K_2O . В киселите магматични групи, за които се предполага, че са резултат на еволюцията на кисели периферни магмени камери (Кърджалийска и Златоустовска група), тези стойности са по-ниски. Подобни са и тенденциите за общата алкалност (Na_2O+K_2O).

За магматичните групи, за които се предполага, че са резултат на еволюцията на средна по състав магмена камера (Сърнишката и Чам-

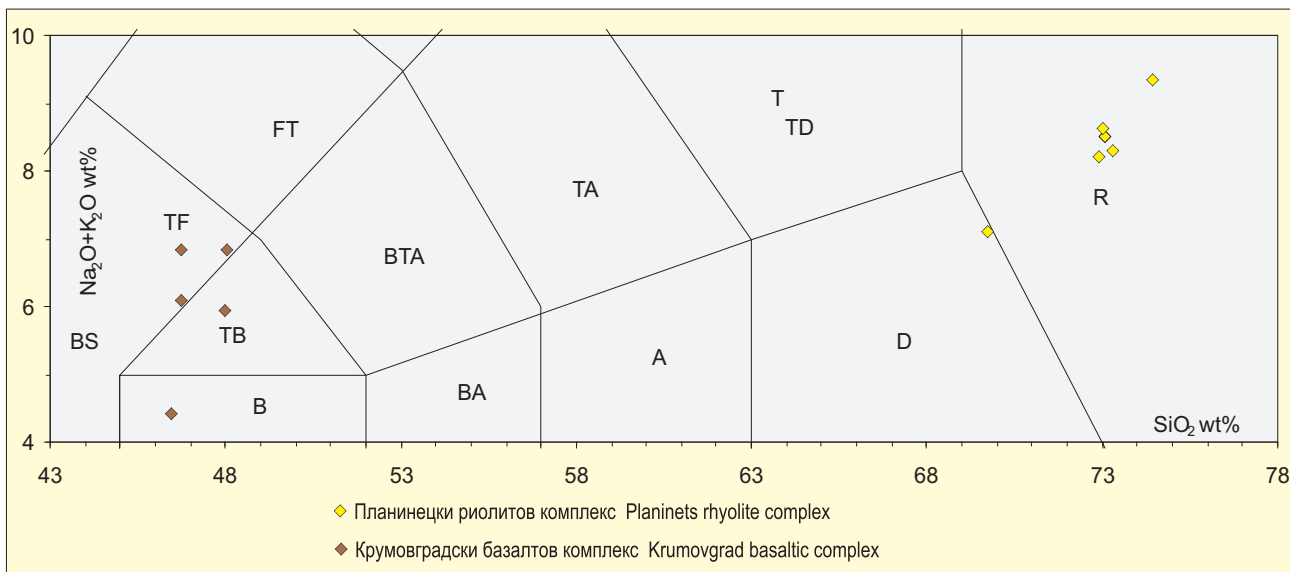


Фиг. 22. K_2O/SiO_2 диаграма на магмените комплекси от Белоречката магмена група (по Георгиев, Милованов, 2005)

Съкращения виж фиг. 12, с. 67.

Fig. 22. K_2O/SiO_2 diagram of the magmatic complexes from the Byala Reka magmatic group (according to Георгиев, Милованов, 2005)

Key see in Fig. 12, p. 67.



Фиг. 23. TAS-диаграма на магмените комплекси от Белоречката магмена група (по Георгиев, Милованов, 2005)

Съкращения виж фиг. 13, с. 68.

Fig. 23. TAS-diagram of the magmatic complexes from the Byala Reka magmatic group (according to Георгиев, Милованов, 2005)

Key see in Fig. 13, p. 68.

деренската група в Североизточнородопското понижение, Путочарската и Здравецката подгрупа на Дамбалската група в Момчилградското понижение и Маджаровската

група в Златоустовското понижение), се очертава отчетлива еволюция на магматизма от базичен и среден към кисел състав. Понякога има локална рекуренция, например от андезити

и латити към базалтови андезити или от риодацити към дацити (Дамбалска група), но общата тенденция се запазва. Това е валидно и за Маджаровския вулкан, макар че не се стига до риолити. Последните дайкови комплекси винаги са с пъстър състав и са представени главно от шошонити, латити, риодацити и риолити.

За магматичните групи, които вероятно са резултат от еволюция на магмена камера с кисел състав (Кърджалийска и Златоустовска група), няма такава отчетлива тенденция, но и техният състав варира в по-тесни граници.

3.5. Генетични особености на късноалпийския магматизъм

Боянов, Маврудчиев (1961) предполагат едновременното функциониране в Североизточнородопското понижение на две магмени огнища, възникнали на различни нива в литосферата. Първото огнище (зародено още през приабона) се характеризира с непрекъсната алкализация на магмата, в резултат на което първоначалните андезит-латитови магми се заместват с латитови. С това огнище са свързани и диференцираните интрузивни скали от монзонитоидната редица. Орудяванията в района се свързват с това средно по състав магмено огнище. Второто огнище възниква през олигоцен. Негови продукти първоначално са дацит-риодацитови лави, а впоследствие – риолитови.

Атанасов и др. (1963) също смятат, че магматизмът в Източните Родопи е резултат от функционирането на два типа магмени огнища – средно по състав и кисело. Със средното магмено огнище е свързано формирането на андезитите, трахиандезитите, хипоабисалните магматити и част от субсеквентните магматити, а с киселото магмено огнище – риодацитовите и риолитовите ефузии, както и част от субсеквентните магматити.

Според Иванов, Р. (1963) магмената дейност в Източните Родопи е била свързана с магмени огнища с дълбочинен характер: вулканското огнище на Боровица, вулканското огнище на Момчилград–Арда и гранитовите (риолитовите) огнища. С първите две огнища са свързани вулканските серии в Боровица и Момчилград–Арда, както и по-късните диференцирани серии от малки интрузии в съответните области. Тези огнища са давали силно диференцирани магмени

серии, в които се появяват както средни по състав, така и кисели (риолитови) членове, обединени от общи сериални характеристики. Интрузивните серии запазват различията между вулканските серии (повишена калиева алкалност в Боровишкия район), което е основание за свързването им с тези магмени огнища. Родоначалната магма в Боровишкото огнище е латитоандезитова до латитова, а в огнището на Момчилград–Арда е с латитоандезитов до андезитов състав.

Вулканизмът от района на с. Белица е различен от тези два ареала, отнася се структурно към Източнотракийското понижение и представлява слабо диференцирана кисела магмена редица (Иванов, Р., 1963). Гранитовите магмени огнища се проявяват чрез внедряване на издържани по състав риолитови дайки и екструзии в регионалните тензионни зони. Полиметалните и други орудявания от типа на Източнородопските са свързани обикновено с гранитови до гранодиоритови магми, а не с монзонитови до диоритови магми, каквито имат двете диференцирани вулкански огнища.

Р. Иванов (1964) смята, че определящи за образуването на родоначалните магми в локалните магмени огнища на Родопския масив са били процесите на диференциално разтапяне в най-горните части на мантията и долните части на кората.

По-късно Иванов, Стоянова (1966) въз основа на съществените различия в разпределението на разсеяните елементи в средните и киселите скали изключват възможността киселите магми да са продукт на диференциацията на средна или побазична обща родоначална магма.

Янев и др. (1983) предполагат, че топилката на киселите родоначални магми е продукт на разтапяне на „гранитния“ слой в резултат от въздействието на трансмагматични флуиди.

Марчев (1985) смята, че целият разрез на Боровишкия район е резултат на кристализационно фракциониране на базична магма, съпроводено с корово замърсяване.

Маврудчиев (1992) предполага мантиен източник на първичните магми с генериране на магмени огнища на три нива – коренни (57–35 km), междинни (29–20 km) и периферни (12–1 km). Магмите постъпват в периферните камери значително диференцирани, като парциални магми. Обособяването на тези топилки се осъществява в междинните магмени камери.

Marchev et al. (1998, 2004b, 2006) предполагаат астеносферен източник на базалтовия магматизъм в Източните Родопи, съпроводено в различна степен с корово замърсяване на изходната магма. Те смятат, че палеогенската метаморфна и магмена еволюция в Родопите добре се обяснява с конвективно издигане на литосферата, с мантиен диапиризм и формиране на пластинообразни ултрабазични до базични комплекси в *ядрата на метаморфните ядрени комплекси* (на границата кора–мантия).

Raicheva et al. (1998, 2001), Raicheva, Marchev (2006) предполагаат съществена роля на смесването на магми в Маджаровския и Звезделския вулкан.

Yanev et al. (1998) и Yanev (2003b) приемат мантиен източник на изходната магма, хетерогенно обогатен с компоненти на субдуцираната литосфера в процеса на деламинация.

Палеогенският магматизъм в Родопския насив се разглежда като колизионен или постколизионен (Harkovska et al., 1989; Dabovski et al., 1991; Yanev et al., 1998).



Лозенски вулкан Lozen volcano

F-M **FREEPORT-McMoRAN**
COPPER & GOLD



БЪЛГАРСКА МИННО-ГЕОЛОЖКА КАМАРА



ЗА УСТОЙЧИВО РАЗВИТИЕ
на минерално-суровинната
индустрия



БЪЛГАРСКАТА МИННО-ГЕОЛОЖКА КАМАРА е национално-представителна неправителствена организация на бизнеса в областта на добива на подземни богатства и свързаните с това дейности в България.

Камарата е учредена през 1991 г. и обединява над 100 дружества и организации от осем подбрана.

Камарата е член на:

- Българската стопанска камара,
- Конфедерацията на работодателите и индустриалците в България,
- Европейската асоциация на минната промишленост, металните руди и промишлените материали и
- Европейската асоциация за въглища и лигнити.

БМГК подкрепя Глобалния договор на ООН и е активен член на Българската мрежа на Глобалния договор на ООН.

1309 София, бул. „Ал. Стамболийски“ № 205, ет. 2, офис 201
Тел./Факс: 02 822 93 73; Е-поща: office@bmgk-bg.org

<http://www.bmgk-bg.org>

4. МЕТАЛОГЕННО РАЙОНИРАНЕ НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ

Металогенната специализация на Източнородопското комплексно понижение е пряко отражение на специфичния му вътрешен строеж. Североизточнородопското, Момчилградското и Златоустовското понижение имат сходна тектонска позиция, среден до кисел състав на магматизма и се характеризират с аналогична металогенна изява – доминиращи са златно-полиметалните орудявания. Кърджалийският блок има особена структурна позиция. Той има и специфичен магматизъм – изключително с кисел състав. В резултат и металогенната му специализация е съвсем различна. В него са локализирани изключително неметални полезни изкопаеми – зеолитити и перлити.

В Източнородопският комплексен купол златно-полиметалните орудявания също имат водеща роля, но значително разпространение имат и докъсноалпийските хромови и железни орудявания, както и палеогенските синметаморфни азбестови и талкови минерализации. Всички те асоциират с офилолитовите асоциации в метаморфния фундамент. Тук се установяват и мусковитови и фелдшпатови пегматитови минерализации, свързани с гранитоидните плутони.



Хисарски екструзив Hisara extrusion

В този труд се разглежда Източнородопският руден район. За орудяванията в Централнородопския руден район е направен съвсем кратък преглед с оглед съпоставката на двата района.

4.1. Източнородопски руден район

Този район обединява площите с преимуществено разпространение на златни и златно-полиметални орудявания в Източните Родопи. Тези орудявания са генетично или парагенетично свързани с късноекстензионния магматизъм. Рудният район включва изцяло Източнородопското комплексно понижение и Източнородопския комплексен купол (фиг. 24).

В тези граници Източнородопският руден район в общи линии отговаря на този в металогенната карта в М 1: 200 000 (Манева и др., 1992ф-б).

На същата карта е отделен и Южнородопският руден район, който покрива част от Източнородопския руден район. Той включва изцяло Източнородопския комплексен купол. И тук водещо значение имат златно-полиметалните орудявания.

Наред с това съществено разпространение намират докъсноалпийските хромови и железни орудявания, синметаморните азбестови, талкови и магнезитови минерализации, както и мусковитови и фелдшпатови пегматитови находища и проявления. Тъй като се нарушава съподчинеността (Източнородопският руден район включва Южнородопския руден район), тук той се разглежда като подрайон, който е по-уместно да се нарича *Югоизточнородопски руден подрайон*.

По същата логика Източнородопският район на неметални суровини от тази карта (Манева и др., 1992ф-б), който включва в общи линии Кърджалийския блок, тук се описва като *Кърджалийски подрайон на неметални суровини (индустриални минерали и скали)*.

Североизточнородопското, Момчилградското и Златоустовското понижение са добре засебени и се характеризират със специфична металогенна изява.

Поради това се обособяват съответно като *Североизточнородопски, Момчилградски и Златоустовски руден подрайон*.

Фиг. 24. Металогенна карта на Източните Родопи

ВУЛКАНИ: KIV – Колецки; DRV – Драгойновски; YAV – Яворовски; BVV – Безводенски; ITV – Ирантепенски; NKV – Николовски; LZV – Лозенски; SIV – Светиилийски; BLV – Биволянски; DMV – Дамбалъшки; MDV – Маджаровски; ZVV – Звезделски.

РУДНИ ПОЛЕТА: DZOF – Джебелско; DOF – Добромирско; KOF – Костурино-Яковишко; GKOF – Голямо Каменяне-Авренско; GOF – Гълъбовско; KROF – Крумовградско; ZOF – Зорнишко; KDOF – Кърджалийско; POF – Перперешко; SKOF – Студен кладенец; UOF – Устренско; SOF – Спахийевско; ZPOF – Звездел-Пчелоядско; MDOF – Маджаровско; LZOF – Лозенско; POF – Попско; CHOF – Черничевско; MOF – Маданско; DVOF – Давидковско; LOF – Лъкинско; BIOF – Бялизворско; AOF – Ардинско; GLOF – Главанашко.

КУПОЛИ: MDD – Мадан-Давидковски; KD – Кесебирски; BRD – Белоречки.

ПРОМИШЛЕНО-ГЕНЕТИЧНИ ТИПОВЕ: H.T. – хидротермален; M.S. – метасоматичен; V.G. – вулканогенен; S.D. – седиментогенен; D.G. – диагенетичен; P.G. – пегматоиден; M.G. – магматичен; M.T. – метаморфен; S.C. – скарнов; S.G. – супергенен; INF. – инфилтрационен.

МЕТАЛОГЕННИ ЕДИНИЦИ: SMZ – Средногорска металогенна зона; MRMZ – Моравско-Родопска металогенна зона; EROR – Източнородопски руден район; NEROSR – Североизточнородопски руден подрайон; MOSR – Момчилградски руден подрайон; ZOSR – Златоустовски руден подрайон; SEROSR – Югоизточнородопски руден подрайон; KSR – Кърджалийски подрайон; CROR – Централнородопски руден район; MDOSR – Маданско-Давидковски руден подрайон; YNOSR – Югоско-Нареченски руден подрайон.

Fig. 24. Metallogenic map of the Eastern Rhodope

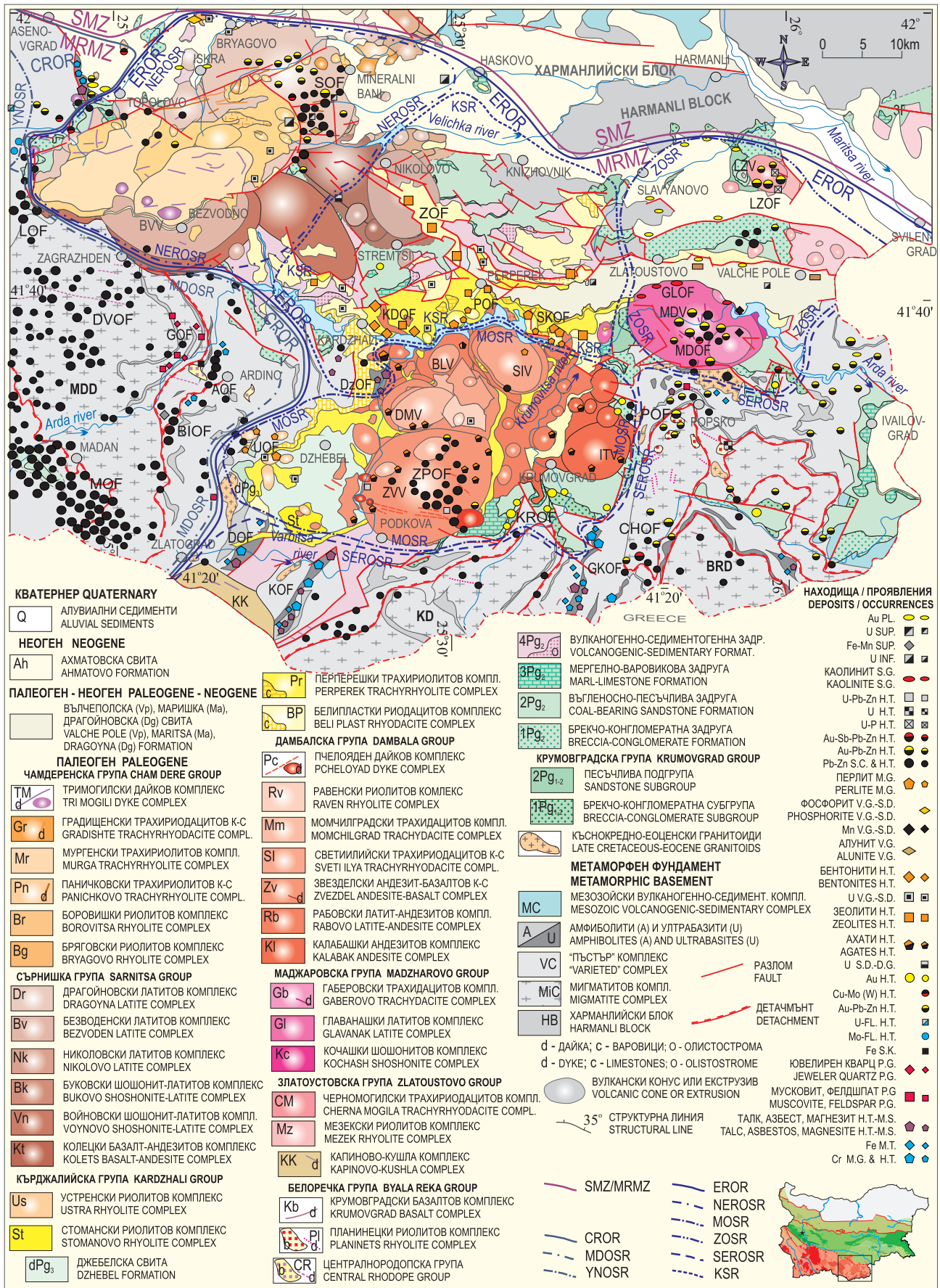
VOLCANOES: KIV – Kolets; DRV – Dragoyna; YAV – Yavorovo; BVV – Bezvodno; ITV – Iran Tepe; NKV – Nikolovo; LZV – Lozen; SIV – Sveti Iliya; BLV – Bivolyane; DMV – Dambala; MDV – Madzharovo; ZVV – Zvezdel.

ORE FIELDS: DZOF – Dzhebel; DOF – Dobromirtsitsi; KOF – Kosturino-Yakovitsa; GKOF – Golyamo Kamenyane-Avren; GOF – Galabovo; KROF – Krumovgrad; ZOF – Zornitsa; KDOF – Kardzhali; POF – Perperek; SKOF – Studen Kladenets; UOF – Ustren; SOF – Spahievo; ZPOF – Zvezdel-Pcheloyad; MDOF – Madzharovo; LZOF – Lozen; POF – Popsko; CHOF – Chernichevo; MOF – Madan; DVOF – Davidkovo; LOF – Laki; BIOF – Byal Izvor; AOF – Ardino; GLOF – Glavanak.

DOMES: MDD – Madan-Davidkovo; KD – Kesebir; BRD – Byala Reka.

INDUSTRIAL-GENETIC TYPES: H.T. – hydrothermal; M.S. – metasomatic; V.G. – volcanogenic; S.D. – sedimentary; D.G. – diagenetic; P.G. – pegmatoid; M.G. – magmatic; M.T. – metamorphic; S.K. – skarn; S.G. – supergene; INF. – infiltration.

METALLOGENIC UNITS: SMZ – Srednogorie metallogenic zone; MRMZ – Morava-Rhodope metallogenic zone; EROR – Eastern Rhodope ore region; NEROSR – North-eastern ore subregion; MOSR – Momchilgrad ore subregion; ZOSR – Zlatoustovo ore subregion; SEROSR – South-eastern ore subregion; KSR – Kardzhali subregion; CROR – Central Rhodope ore region; MDOSR – Madan-Davidkovo ore subregion; YNOSR – Yugovo-Narechen ore subregion.



4. Металогенно райониране на Източните Родопи 81

4.1.1. Североизточнородопски руден подрайон

Този руден подрайон съвпада пространствено със Североизточнородопското понижение. То се разполага между Централнородопския комплексен купол и Харманлийския блок. Важно значение за локализирането му играе Буковският разломен сноп, който е с ИСИ посока. На запад то се вклинова между Добралъшкия и Маданско-Давидковския купол на Централнородопския комплексен купол. Понижението е с площ около 1500 km² и е изпълнено с палеогенски седиментни и вулкански скали.

4.1.1.1. Геоложки строеж

В основата на понижението лежат скалите на Крумовградската група (палеоцен-еоцен), представени от груботеригенни седименти, пясъчници и варовици. Те имат ограничено разпространение и се разкриват само в СЗ периферия на понижението (фиг. 25). Тук се описват Боровска пясъчливо-варовикова, Мостовска брекчова и Тополовска брекчоконгломератно-варовикова свита (Боянов, Горанов, 1994).

Над тях последователно са отложени приабонските брекчоконгломератна, въгленосно-пясъчлива, мергелно-варовикова и вулканогенно-седиментогенна задруга. Сумарната им дебелина достига около 1000 m. Разкритията на тези скали се установяват главно по периферията на понижението. Във вътрешните му части те са покрити от по-младите вулкански скали.

Първите изяви на вулканизма са представени от епикластити и пирокластити във вулканогенно-седиментогенната задруга.

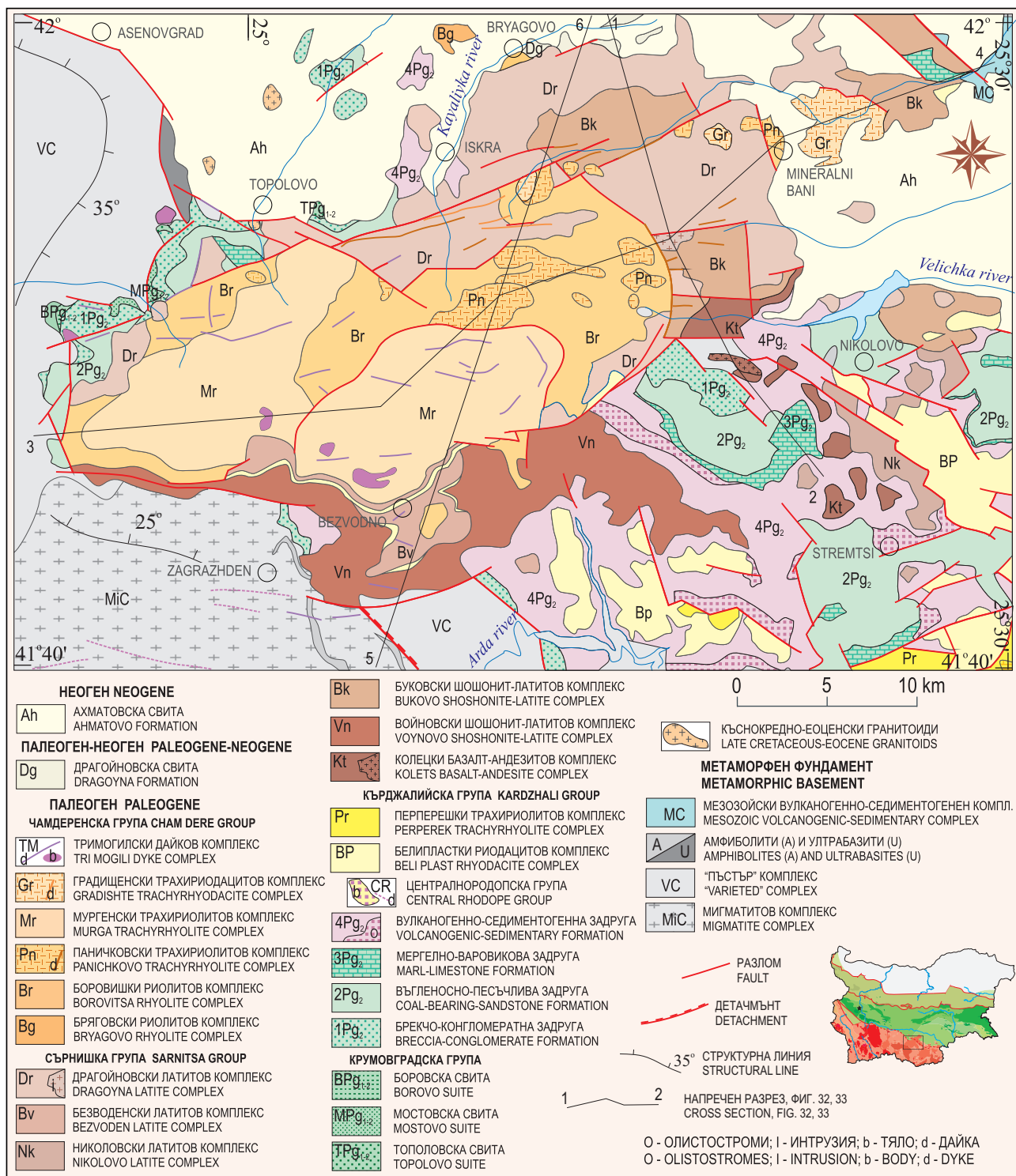
В основата си вулканските скали са изключително със среден състав – Сърнишка магматична група. Тя е изградена (отдолу нагоре) от Колецки базалт-андезитов, Войновски шошонит-латитов, Буковски шошонит-латитов, Николовски латитов, Безводенски латитов и Драгойновски латитов комплекс (Георгиев, Милованов, 2006б). Те изграждат Колецкия, Яворовския, Николовския, Безводенския и Драгойновския вулкан и множество по-малки вулкански постройки (фиг. 25, 26).

Върху средните вулкански скали се разполагат кисели разновидности – Чамдеренска кисела магматична група, в която последователно се отделят Боровишки риолитов, Бряговски риолитов, Паничковски трахириолитов, Мургенски трахириолитов и Градищенски трахириодацитов комплекс. Финалните магматични изяви са представени от субвулкански дайки и тела от Тримогилския дайков комплекс. Продуктите на тази група изпълват главно Боровишката калдера, но екструзии и дайки с подобен състав са локализирани и извън калдерата, предимно по Буковския разломен сноп.

Драгойновският вулкан (Спиридонов, Риверо, 1978) е най-голямата постройка в целите Източни Родопи (фиг. 26, 27). Той е с приблизително изометричен вулкански конус с диаметър около 20 km. Височината му в централната част на конуса е достигала около 2000 m. Строежът му е усложнен от множество по-малки паразитни и сателитни вулкански структури. Изграден е главно от анде-



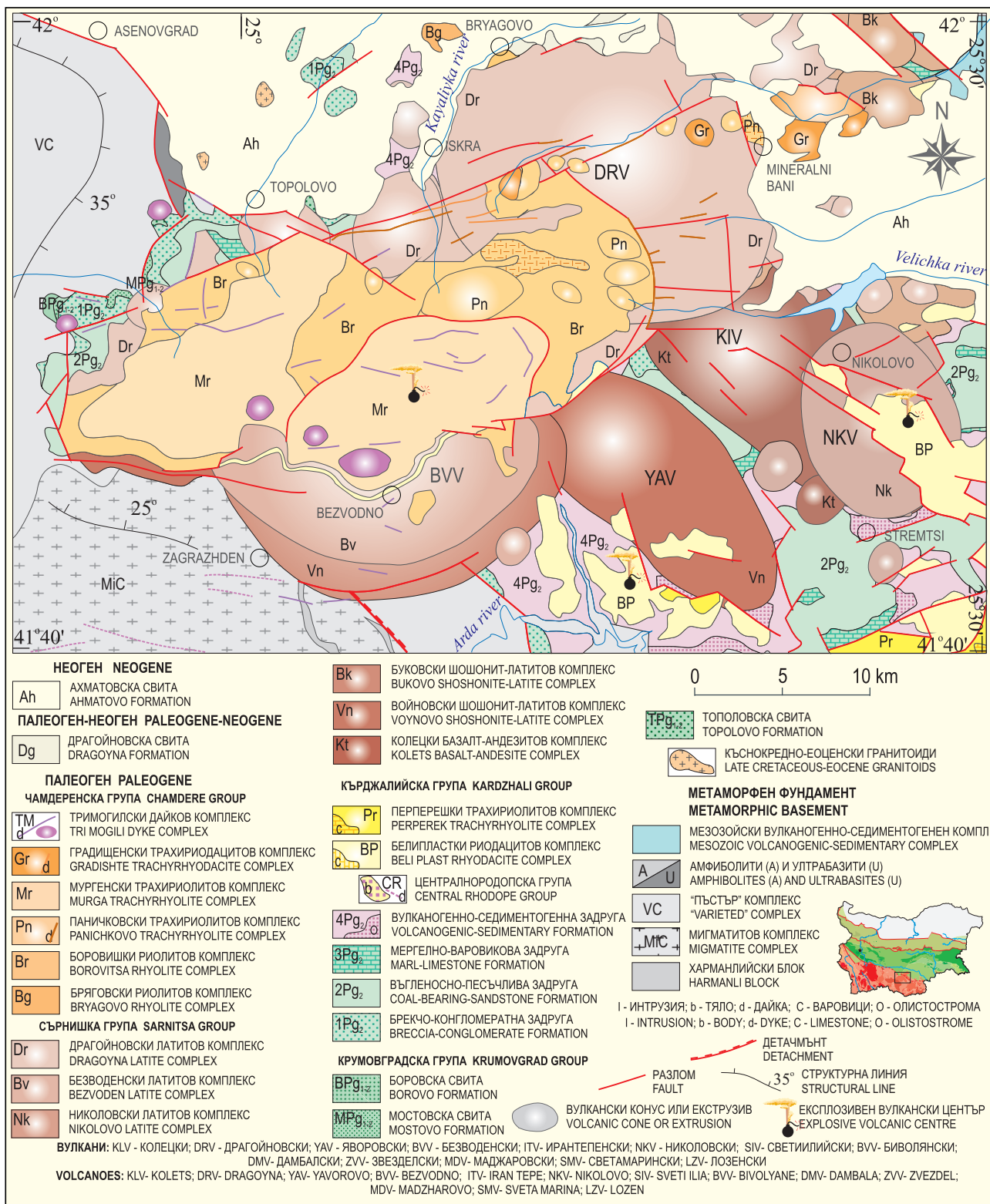
Драгойновски вулкан Dragoyna volcano



Фиг. 25. Геоложка карта на Североизточнородопското понижение
Fig. 25. Geological map of the North-Eastern Rhodope depression

зити, шошонити и латити от Буковския шошонит-латитов и Драгойновския латитов комплекс. Това е щитовиден вулкан, изграден главно от лавови потоци. Пирокластитите имат силно подчинено значение. В Драгойновския вулкан е внедрен комагматичният Сърнишки монзонитоиден плу-

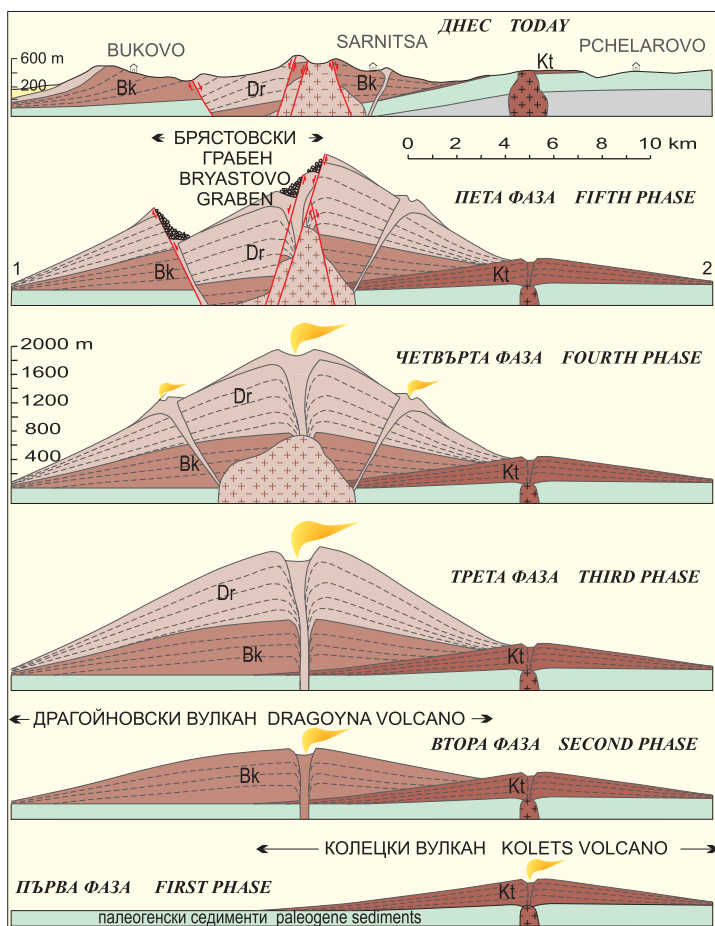
тон. Те образуват една обща вулcano-плутонична структура. Плутоничното тяло в дълбочина има значително по-големи размери (по геофизични данни; Georgiev et al., 1996) от разкриващите се на повърхността около 3 km². Вулканът е деформиран от по-млади разломвания, като денивела-



Фиг. 26. Вулканоструктурна карта на Североизточнородопското понижение
Fig. 26. Volcanostructural map of the North-Eastern Rhodope depression

цията по някои от тях достига 500 m. В ЮЗ му периферия е наложена Боровишката калдера. От този вулкан най-добре е запазена северната част на вулканския му конус.

Колецкият вулкан е най-старата вулканска постройка в Източните Родопи. Вулканският му конус е изтеглен в СЗ посока с дължина на голямата ос около 15 km. Той е изграден от скалите на



Фиг. 27. Напречен геоложки разрез 1-2, фиг. 26

Условни знаци както на фиг. 26.

Fig. 27. Geological cross section 1-2, Fig. 26

Key see in Fig. 26.

Колецкия базалт-андезитов комплекс. Комагматичният му Карамански диоритов плутон също е линейно изтеглен и е внедрен по разлом с подобна посока. От тази вулканска постройка са запазени само отделни фрагменти (фиг. 25, 26, 27).

Яворовският вулкан представлява също елиптична вулканска постройка с размери и посока, аналогична на Колецкия вулкан, и е разположен на ЮЗ от него. Изграден е от скалите на Войновския шошонит-латитов комплекс (фиг. 26).

Безводенският вулкан се разполага на запад от Яворовския. Вулканският му конус има приблизително изометрична форма с диаметър 10–15 km. Изграден е от скалите на Войновския шошонит-латитов и Безводенския латитов комплекс.

Николовският вулкан е с приблизително изометрична форма и диаметър 8–10 km. В строежа

му участват скалите от Колецкия базалт-андезитов и Николовския латитов комплекс.

Боровишката калдера (Боровишка вулканотектонска депресия; Иванов, Р. 1972) е отрицателна елиптична структура, удължена в ИСИ посока, изпълнена с кисели пирокластични и ефузивни скали (фиг. 25, 26, 28, 29). Дължината ѝ е около 30 km, ширината – 15 km, а площта – около 400 km². Образуването ѝ е свързано с изригването на огромни маси от магми с риолитов състав – повече от 250–300 km³. Малка част от тях се е изляла на повърхността като лава. По-голямата част е изригвала като пирокластични колони. Изригването е многоактно. В южната част на Боровишката калдера като структура от по-висок ранг се налага **калдерата Мурга** с диаметър 7–10 m (Янев, 1990).

Боровишката калдера е инверсна структура. Понеже риолитите се поддават по-трудно на ерозия, независимо че е отрицателна структура, тя има положителни форми в съвременния релеф.

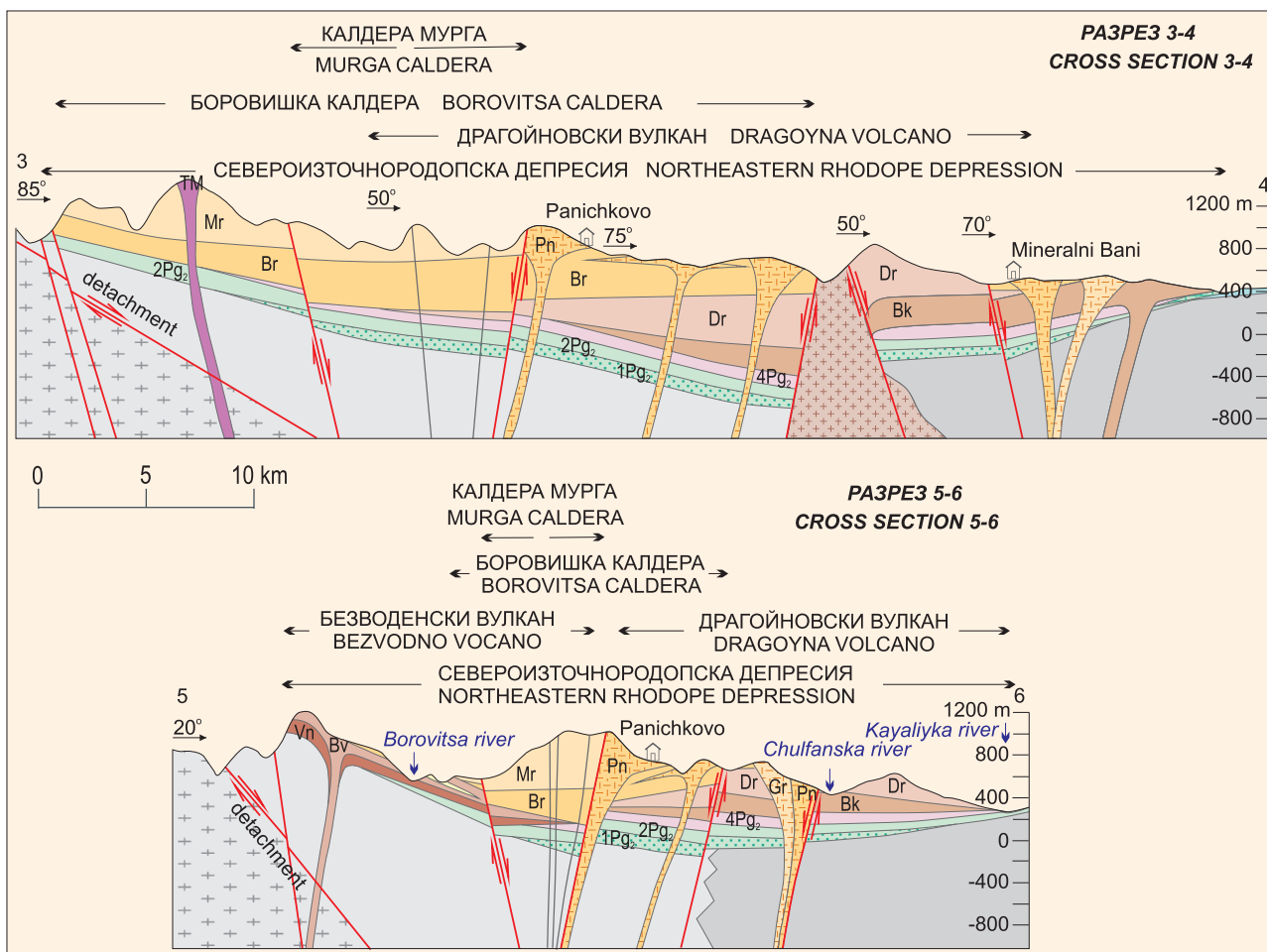
Източната част на Североизточнородопското понижение е доминирана от средните по състав скали на Сърнишката група. И, обратно, в западната част на понижението преобладават киселите скали на Чамдеренската група.

Средните по състав вулкански апарати се разполагат като огърлица около Боровишката калдера или по-скоро калдерата се разполага между тях като по-млада структура (фиг. 26).

В съвременния план вулканските постройки са ерозирали в значителна степен (фиг. 25). От киселите екструзии се разкриват предимно нековите.

Буковският разломен сноп (Пилашевски дайков сноп; Боянов, Маврудчиев, 1961) играе важна роля за локализирането на Североизточнородопското понижение (фиг. 25, 26, 27). Той е широка около 3–4 km разломна зона с ИСИ посока. Следи се в продължение на повече от 40 km от района южно от селата Борово и Мостово докъм селата Сусам и Гарваново. Долината на р. Буковска (Чулфанска) е оформена по този разломен сноп.

В ЗЮЗ посока в Централнородопския комплекс купол той контролира формирането на



Фиг. 28. Напречни геоложки разрези 3-4, 5-6, фиг. 26

Условни знаци както на фиг. 26.

Fig. 28. Geological cross sections 3-4, 5-6, Fig. 26

Key see in Fig. 26.

Хвойненския грабен. В ССИ посока е покрит от неоген-кватернерни, но в дълбочина вероятно ограничава Сакарската единица в СЗ посока.

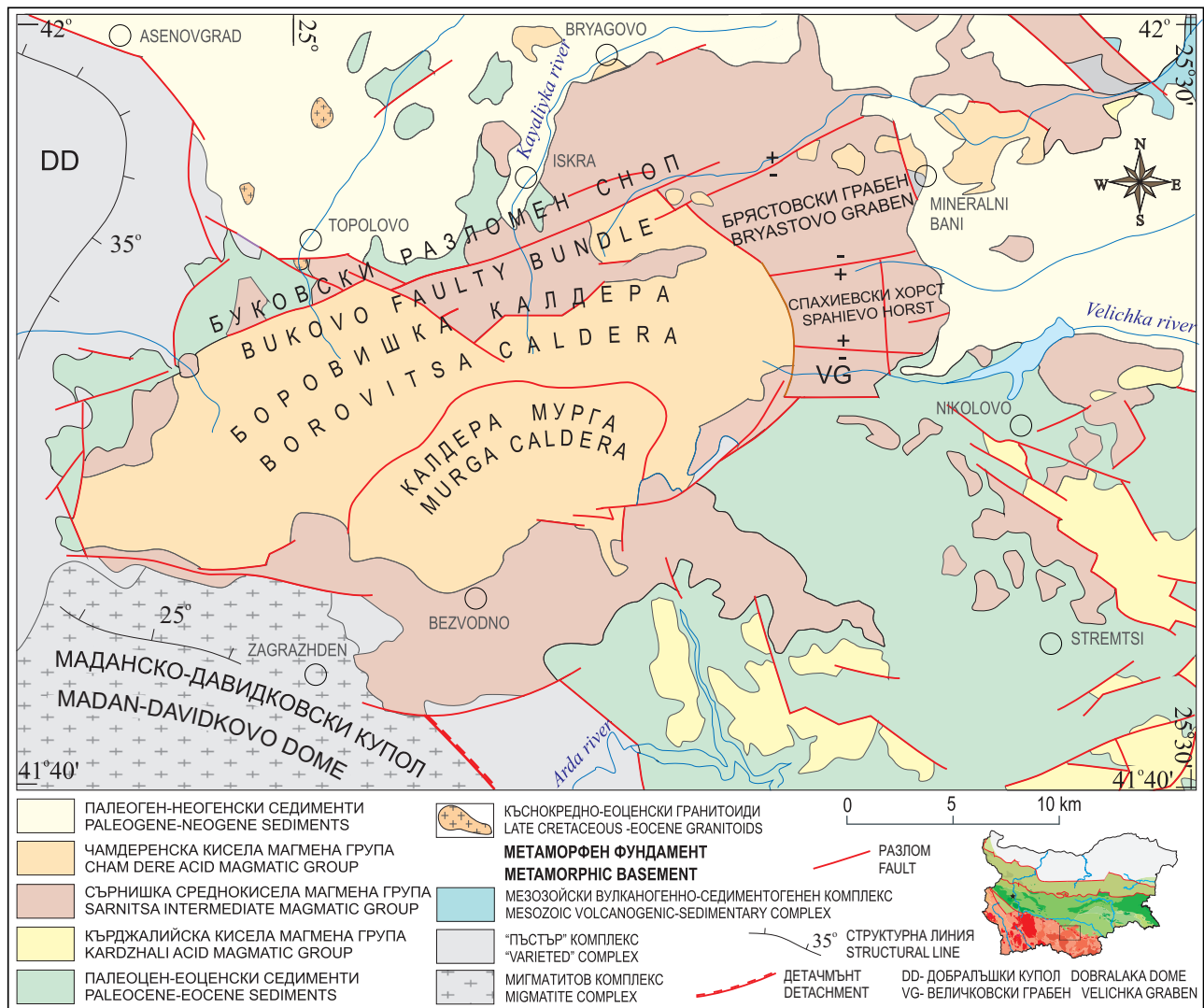
Този разломен сноп е изграден от множество разломни структури с посока 60–80° и наклон на ЮЮЮ под ъгъл около 60°. На 6–8 km южно от него като антитетична структура се разполага **Мечковецкият разломен сноп**. Той е със същата посока, но е изграден от разломни структури с обратната страна на наклона – на ССЗ.

Буковският разломен сноп играе важна магмоконтролираща роля за локализиране на палеогенския вулканизъм в Североизточнородопското понижение (Георгиев, 2007и). Той контролира формирането на Драгойновския вулкан, както и на няколко по-малки вулкански постоянки с диаметър 5–7 km, изградени от скалите на Драгойновския латитов комплекс (фиг. 26, 29).

След изливането на продуктите на Сърнишката средна по състав група, но преди изригването на материалите на Чамдеремската кисела група, по Буковския и Мечковецкия разломен сноп се осъществяват интензивни разседни движения със сумарна амплитуда около 500 m. Между тях се формира **Брястовският грабен**, а на юг – **Спахиевският хорст** (фиг. 29).

По-късно по Буковския разломен сноп са локализиран редица дайки и екструзии от Паничковския трахириолитов и Градищенския трахириодацитов комплекс. Екструзиите са наредени като броеница по него, главно в източната му част (фиг. 25, 26).

Дайки и екструзии от материалите на Тримогилския дайков комплекс са внедрени главно в западната част на Буковския разломен сноп и на юг от него.



Фиг. 29. Тектонска схема на Североизточнородопското понижение
Fig. 29. Tectonic sketch of the North-Eastern Rhodope depression

4.1.1.2. Металогенни аспекти

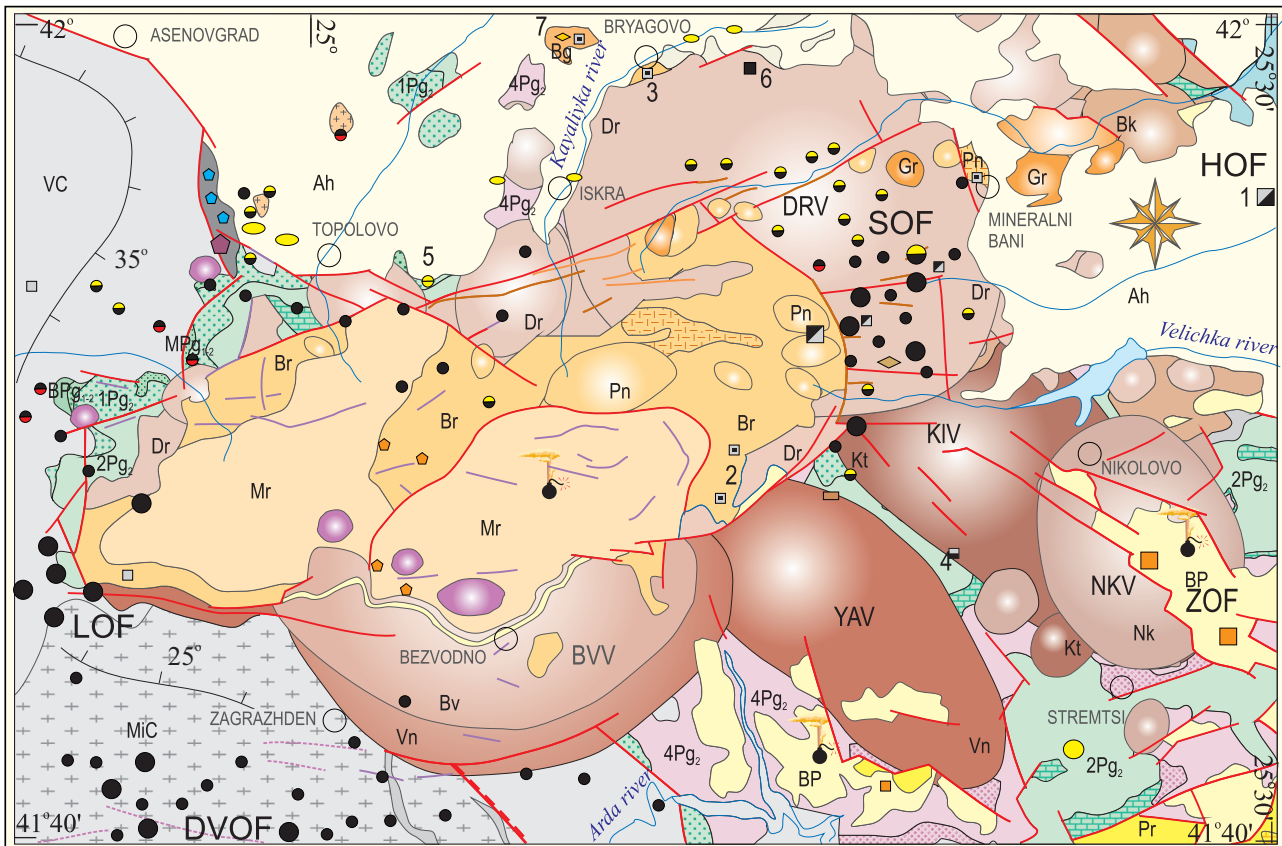
Североизточнородопското понижение се характеризира с разнообразен набор от полезни изкопаеми (фиг. 30). Водещо значение имат златно-полиметалните хидротермални и урановите инфилтрационни орудявания. Те са концентрирани съответно в Спахиевското и Хасковското рудно поле – в източната рамка на Боровишката калдера.

4.1.1.2.1. Спахиевско рудно поле – Pb, Zn, Au (Cu, Ag, Cd)

В южната периферия на рудното поле се разкриват брекчоконгломератната, въгленосно-песъчливата, мергелно-варовиковата и вулcano-

генно-седиментогенната задруга. Над тях лежат пирокластични и лавови потоци от Колецкия базалт-андезитов комплекс. Последните изграждат Колецкия вулкан, чийто основен магмен канал остава на юг от рудното поле. Върху тях се разполагат продуктите на Буковския шошонит-латитов и Драгойновския латитов комплекс, които изграждат Драгойновския вулкан.

Спахиевското рудно поле се разполага в пределите на Драгойновския вулкан (фиг. 30, 31). Този район е интензивно разломен и денивелиран още преди отлагането на орудяването. Отделят се четири основни разломни системи: СИ, ИЮИ, ИСИ и ЮЮЗ (Манева, Маляков, 1974; Манева, 1983, 1988). Рудовместващи са ИЮИ и ИСИ разломни структури. Те се възприемат като радиални по отношение на Боровишката калдера (Иванов,



НЕОГЕН NEOGENE		b CR d ЦЕНТРАЛНОРОДОПСКА ГРУПА CENTRAL RHODOPE GROUP		0 5 10 km	НАХОДИЩА ПРОЯВЛЕНИЯ
Ah	АХМАТОВСКА СВИТА AHMATOVO FORMATION	4Pg _o	ВУЛКАНОГЕННО-СЕДИМЕНТОГЕННА ЗАДРУГА VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY FORMATION	НАХОДИЩА (ПРОЯВЛЕНИЯ)	DEPOSITS OCCURRENCES
ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕН PALEOGENE-NEOGENE		3Pg ₂	МЕРГЕЛНО-ВАРОВИКОВА ЗАДРУГА MARL-LIMESTONE FORMATION	1-ХАСКОВО	Au РАЗСИПЕН Au PLACER
Dg	ДРАГОЙНОВСКА СВИТА DRAGOYNA FORMATION	2Pg ₂	ВЪГЛЕНОСНО-ПЕСЪЧЛИВА ЗАДРУГА COAL-BEARING-SANDSTONE FORMATION	2-КОМУНИГА	Au-Pb-Zn ХИДРОТЕРМАЛЕН Au-Pb-Zn HYDROTHERMAL
ПАЛЕОГЕН PALEOGENE		1Pg ₂	БРЕЧО-КОНГЛОМЕРАТНА ЗАДРУГА BRECCIA-CONGLOMERATE FORMATION	3-БРЯГОВО	Pb-Zn СКАРПОВ И ХИДРОТЕРМАЛЕН Pb-Zn SCARN AND HYDROTHERMAL
ЧАМДЕРЕНСКА ГРУПА CHAM DERE GROUP		КРУМОВГРАДСКА ГРУПА KRUMOVGRAD GROUP		DEPOSITS (OCCURRENCES)	ПЕРЛИТ МАГМАТИЧЕН PERLITE MAGMATIC
TM d	ТРИМОГИЛСКИ ДАЙКОВ КОМПЛЕКС TRI MOGIL DYKE COMPLEX	BPg ₂	БОРОВСКА СВИТА BOROVO FORMATION	1-ХАСКОВО	Mn ВУЛКАНОГЕННО-ХИДРОТЕРМАЛЕН Mn VOLCANOGENIC-HYDROTHERMAL
Gr d	ГРАДИЩЕНСКИ ТРАХИРИОДАЦИТОВ КОМПЛЕКС GRADISHTE TRACHYRHODACITE COMPLEX	MPg ₂	МОСТОВСКА СВИТА MOSTOVO FORMATION	2-КОМУНИГА	АЛУНИТ ВУЛКАНОГЕНЕН ALUNITE VOLCANOGENIC
Mr	МУРГЕНСКИ ТРАХИРИОЛИТОВ КОМПЛЕКС MURGA TRACHYRHYLITE COMPLEX	TPg ₂	ТОПОЛОВСКА СВИТА TOPOLOVO FORMATION	3-БРЯГОВО	Cu-Mo ХИДРОТЕРМАЛЕН Cu-Mo HYDROTHERMAL
Pn d	ПЛАНИЧКОВСКИ ТРАХИРИОЛИТОВ КОМПЛЕКС PANICHKOVO TRACHYRHYLITE COMPLEX	КЪСНОКРЕДНО-ЕОЦЕНСКИ ГРАНИТОИДИ LATE CRETACEOUS-EOCENE GRANITOIDS		4-ПЧЕЛАРОВО	ЗЕОЛИТИ ХИДРОТЕРМАЛНИ ZEOLITE HYDROTHERMAL
Br	БОРОВИШКИ РИОЛИТОВ КОМПЛЕКС BOROVITSA RHYOLITE COMPLEX	МЕТАМОРФЕН ФУНДАМЕНТ METAMORPHIC BASEMENT		5-НОВАКОВО	ФОСФОРИТ ВУЛКАНОГЕННО-СЕДИМЕНТОГЕНЕН PHOSPHORITE VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY
Bg	БРЯГОВСКИ РИОЛИТОВ КОМПЛЕКС BRYAGOVO RHYOLITE COMPLEX	A	МЕЗОЗОЙСКИ ВУЛКАНОГЕННО-СЕДИМЕНТОГЕНЕН КОМПЛЕКС MESOZOIC VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY COMPLEX	6-ДАШКОВО ДЕРЕ	Au ХИДРОТЕРМАЛЕН Au HYDROTHERMAL
СЪРНИШКА ГРУПА SARNITSA GROUP		U	АМФИБОЛИТИ (А) И УЛТРАБАЗИТИ (U) AMPHIBOLITES (A) AND ULTRABASITES (U)	7-ХАЙКАНСКА ЧУКА	U ИНФИЛТРАЦИОНЕН U INFILTRATION
Dr	ДРАГОЙНОВСКИ ЛАТИТОВ КОМПЛЕКС DRAGOYNA LATITE COMPLEX	VC	"ПЪСТЪР" КОМПЛЕКС "VARIETED" COMPLEX		U СУПЕРГЕНЕН U SUPERGENE
Bv	БЕЗВОДЕНСКИ ЛАТИТОВ КОМПЛЕКС BEZVODEN LATITE COMPLEX	MiG+	МИГМАТИТОВ КОМПЛЕКС MIGMATITE COMPLEX	DEPOSITS (OCCURRENCES)	U-ПОЛИМЕТАЛЕН ХИДРОТЕРМАЛЕН U - BASE METAL HYDROTHERMAL
Nk	НИКОЛОВСКИ ЛАТИТОВ КОМПЛЕКС NIKOLOVO LATITE COMPLEX		ХАРМАНЛИЙСКИ БЛОК HARMANLI BLOCK	1-ХАСКОВО	U ВУЛКАНОГЕННО-СЕДИМЕНТОГЕНЕН U VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY
Bk	БУКОВСКИ ШОШОНИТ-ЛАТИТОВ КОМПЛЕКС BUKOVO SHOSHONITE-LATITE COMPLEX			2-КОМУНИГА	U СУПЕРГЕНЕН U SUPERGENE
Vn	ВОЙНОВСКИ ШОШОНИТ-ЛАТИТОВ КОМПЛЕКС VOYUNOVO SHOSHONITE-LATITE COMPLEX			3-БРЯГОВО	U-ПОЛИМЕТАЛЕН ХИДРОТЕРМАЛЕН U - BASE METAL HYDROTHERMAL
Kt	КОЛЕЦКИ БАЗАЛТ-АНДЕСИТОВ КОМПЛЕКС KOLETS BASALT-ANDESITE COMPLEX			4-ПЧЕЛАРОВО	U ВУЛКАНОГЕННО-СЕДИМЕНТОГЕНЕН U VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY
КЪРДЖАЛИЙСКА ГРУПА KARDZHALI GROUP				5-НОВАКОВО	U СЕДИМЕНТНО-ДИАГЕНЕТИЧЕН U SEDIMENTARY-DIAGENETIC
Pr	ПЕРПЕРЕШКИ ТРАХИРИОЛИТОВ КОМПЛЕКС PERPEREK TRACHYRHYLITE COMPLEX			6-ДАШКОВО ДЕРЕ	ТАЛК, АЗБЕСТ, МАГНЕЗИТ ХИДРОТЕРМАЛНО-МЕТАСОМАТИЧНИ TALC, ASBESTOS, MAGNESITE HYDROTHERMAL-METASOMATIC
BP	БЕЛИПЛАСТКИ РИОДАЦИТОВ КОМПЛЕКС BELI PLAST RHYODACITE COMPLEX			7-ХАЙКАНСКА ЧУКА	U СЕДИМЕНТНО-ДИАГЕНЕТИЧЕН U SEDIMENTARY-DIAGENETIC
ВУЛКАНИ: KLV - КОЛЕЦКИ; DRV - ДРАГОЙНОВСКИ; YAV - ЯВОРОВСКИ; BVV - БЕЗВОДЕНСКИ; NKV - НИКОЛОВСКИ VOLCANOES: KLV- KOLETSKI; DRV- DRAGOYNA; YAV- YAVOROVO; BVV- BEZVODNO; NKV- NIKOLOVO					Cr МАГМАТИЧЕН И ХИДРОТЕРМАЛЕН Cr MAGMATIC AND HYDROTHERMAL
РУДНИ ПОЛЕТА: SOF - СПАХИЕВСКО; DVOF - ДАВИДКОВСКО; LOF - ЛЪКИНСКО; HOF - ХАСКОВСКО ORE FIELDS: SOF- SPAHIEVO; DVOF- DAVIDKOVO; LOF- LAKI; HOF- HASKOVO					

P., 1972). Златно-полиметалната минерализация е отложена след последните магматични продукти в рудното поле (Манева, 1976).

В централните части на рудното поле са описани пропилити и вторични кварцити. За пропицитите се отделят актинолит-епидотов, епидот-хлорит-албитов, серицит-калцит-хлорит-албитов, серицит-хлорит-албитов±турмалин и серицит-кварцов фациес. Характеризирани са дикитови, алунитови и диаспорови вторични кварцити и монокварцити (Radonova, 1972; Радонова, 1973б). Кунов (1991) добавя към тях и серицитови вторични кварцити.

Според Velinov et. al. (1990) и Кунов и др. (1997) пропицитовият тип изменения в района са външна зона на формацията на вторичните кварцити, като преходът между тях се осъществява от кварц-серицитовите скали. Те са изградени главно от серицит и кварц.

Дикитовите кварцити оформят неиздържани зони около алунитовите кварцити при с. Сърница. Те са бели на цвят и са изградени от кварц, дикит, каолинит, рутил и малко пирит.

Алунитовите кварцити заемат големи площи ЮИ от с. Сърница (фиг. 32) и западно от вр. Чамлъка. Те прехождават постепенно от дикитовите кварцити чрез междинна зона от скали, съдържаща дикит и алунит. Изградени са от алунит, кварц, каолинит, дикит, рутил, малко пирит, хематит и апатит. Макар и рядко, присъства и топаз(?).

Диаспоровите кварцити са изградени от финозърнест кварц и диаспор, който образуват неправилни агрегати, единични кристали или запълват гнезда и жилки заедно с дикит. В някои случаи на прехода към алунитовите кварцити в тях се наблюдава алунит.

Последователността на измененията е: неизменени скали – пропицити – кварц-серицитови скали – дикитови – алунитови – диаспорови вторични кварцити – монокварцити.

Вторичните кварцити имат широко разпространение (фиг. 32). Освен в централните части на рудното поле такива се описват в южната периферия на рудното поле (находище Габрово), в северните части на рудното поле (находищата Брястово и Буково) и на СИ, извън пределите на рудното поле – в района на селата Сусам и Светлина.

←

Фиг. 30. Металогенна карта на Североизточнородопския руден подрайон
Fig. 30. Metallogenic map of the North-Eastern Rhodope ore subregion

Типични околорудни хидротермално-метасоматични изменения за Pb-Zn рудни тела са аргилизитите. По примера на находище Брястово Кунов и др. (1997) отделят външна зона (карбонати, хлорит, албит и глинести минерали), междинна зона (карбонати, кварц, каолинит, хидро-слюди, глинести минерали, серицит) и вътрешна зона (кварц, рутил, пирит, хидротермален апатит, каолинит, мусковит, хидро-слюди, глинести минерали).

Характерен за Au-Pb-Zn рудни тела е адулар-серицитовият тип изменения.

Широко застъпени са зеолитизацията, баритизацията и карбонатизацията (Кунов и др., 1997).

Основните промишлени орудявания в Спахивското рудно поле са от оловно-цинков и златно-полиметален (Au-Pb-Zn) минерален тип.

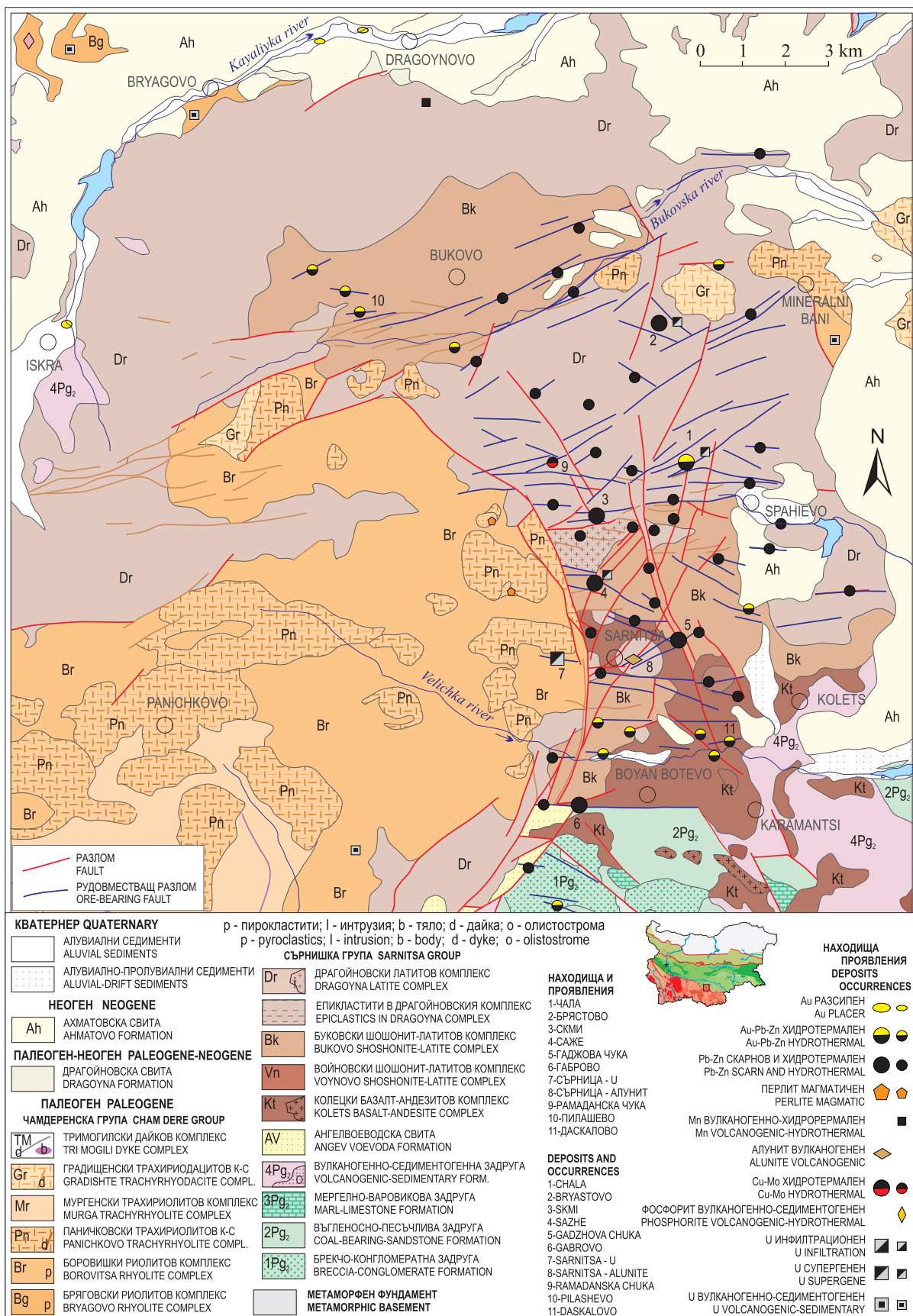
Рудните тела са жили или жилково-впръснат тип (линейни щокверки и жилородобни зони), локализиращи в ИСИ и ЗСЗ разломи и разломни зони с дължина 500–600 m (Манева, 1980, 1988).

Манева (1988) отделя следните стадии на минерализация:

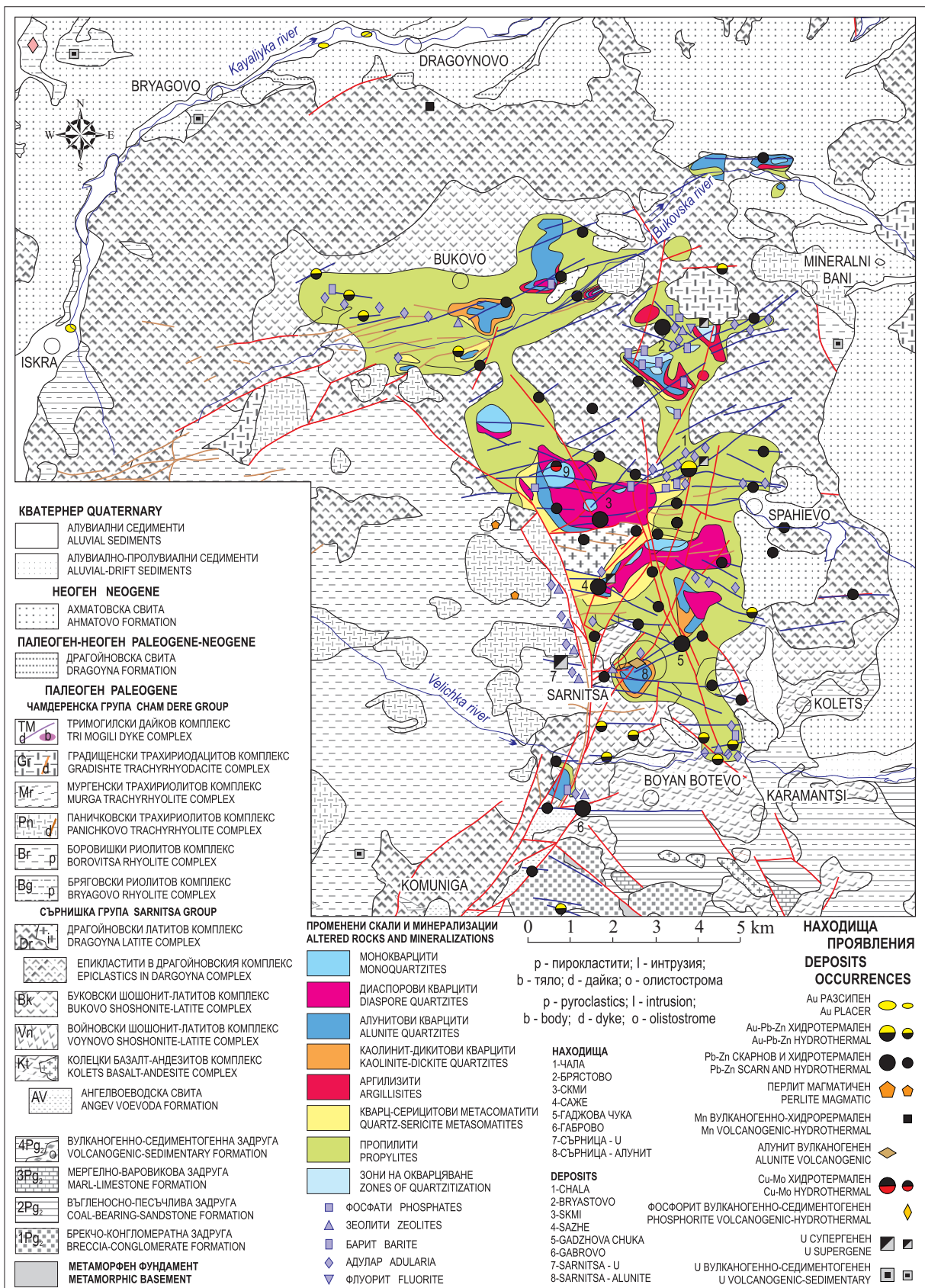
- *кварц-спекуларит-хлоритов* (с барит) – златоносен;
- *кварц-пиритов*;
- *халкопирит-борнит-тетраедритов*;
- *кварц-галенит-сфалеритов* (с халкопирит, тенантит, пирит);
- *карбонатен* (с анкерит, доломит и Mn-калцит);
- *епидотов*;
- *кварц-калцитов*;
- *гипсов*.

Според Патрикова (2000) стадията се разделят на:

- *предруден* (серицитизация и аргилизация);
- *кварц-пиритов* (с халкопирит);
- *кварц-галенит-сфалеритов* (пирит → сфалерит → халкопирит, тенантит-тетраедрит → галенит → халкопирит, енаргит, тенантит, галенит, грийнокит → галенит, сфалерит → пирит, самородно злато, електриум);
- *кварцов* (с галенит и сфалерит);
- *кварц-спекуларит-хлоритов* (с галенит, сфалерит, пирит и електриум);



Фиг. 31 Металогенна карта на Спахиевското рудно поле (по Georgiev et al., 1996)
Fig. 31. Metallogenic map of the Spahievo ore field (according to Georgiev et al., 1996)



Фиг. 32. Металогенна карта на Спахиевското рудно поле с метасоматичните изменения на скалите (по Кунов, 1991)

Fig. 32 Metallogenic map of the Spahievo ore field with altered rocks (according to Кунов, 1991)

- *кварц-халцедон-фосфатен* (с пирит, вавелит, варисцит, пироморфит, плумбогумит).

По хомогенизация на газово-течни включения за кварц-спекуларит-хлоритовата и кварц-галенит-сфалеритовата минерална парагенеза се определя температурен интервал – 320–230 °С, а за карбонатната – 270–160 °С (Димитров, Кръстева, 1974). По данни на Патрикова (2000) температурният диапазон на отлагане на кварц-галенит-сфалеритовия, кварцовия и кварц-спекуларит-хлоритовия стадий е 245–210 °С.

Положението на Спахийевското рудно поле се контролира от Драгойновския вулкан (Георгиев, Милованов, 1989а, б; Georgiev, Milovanov, 1990; Georgiev et al., 1996). Рудното поле е разположено малко ексцентрично в него – в ЮИ му част, но то се разполага около Сърнишкия плутон, който би следвало да е внедрен в основния му проводящ канал.

В Сърнишкия плутон и неговата непосредствена рамка са локализирани шокверкови медно-молибденови минерализации. Типичен представител е проявление Рамаданска чука (фиг. 31). Предполага се, че тези минерализации са генетично свързани със Сърнишкия плутон (Georgiev, 1993). Те асоциират с площните хидротермални изменения – вторичните кварцити. Тези орудявания са без съществено икономическо значение.

Жилните златно-полиметални орудявания са наложени по-късно като самостоятелен минералообразователен етап. Те са генетично свързани с магменото огнище в дълбочина, а не с плутона или конкретните вулкански скали (Georgiev, 1993). Околожилните хидротермално-метасоматични изменения (аргилизити и адулар-серицитови метасоматити) са характерни за тези златно-полиметални рудни тела. Проведените изотопни изследвания подкрепят този модел (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000).

Водеща икономическа роля играят оловно-цинковите и златно-полиметалните (Au-Pb-Zn) жилни рудни тела. Във вътрешните части на рудното поле са установени рудни тела главно от оловно-цинков минерален тип – находищата Саже, Североизточен контакт, Гаджова чука и множество проявления (фиг. 31). По периферията на рудното поле и горните части на рудните жили се установяват орудявания от златно-полиметалния минерален тип – находище Чала, проявлението

Пилашево (Буково) в СЗ част на рудното поле, Даскалово в ЮИ част и др. Тази зоналност е „срязана“ от Боровишката калдера.

По периферните и апикалните части на рудното поле са концентрирани и урановите орудявания, които днес са представени изключително от супергенни минерализации – находище Сърница и подобни минерализации в находищата Чала, Саже и Брястово (фиг. 31).

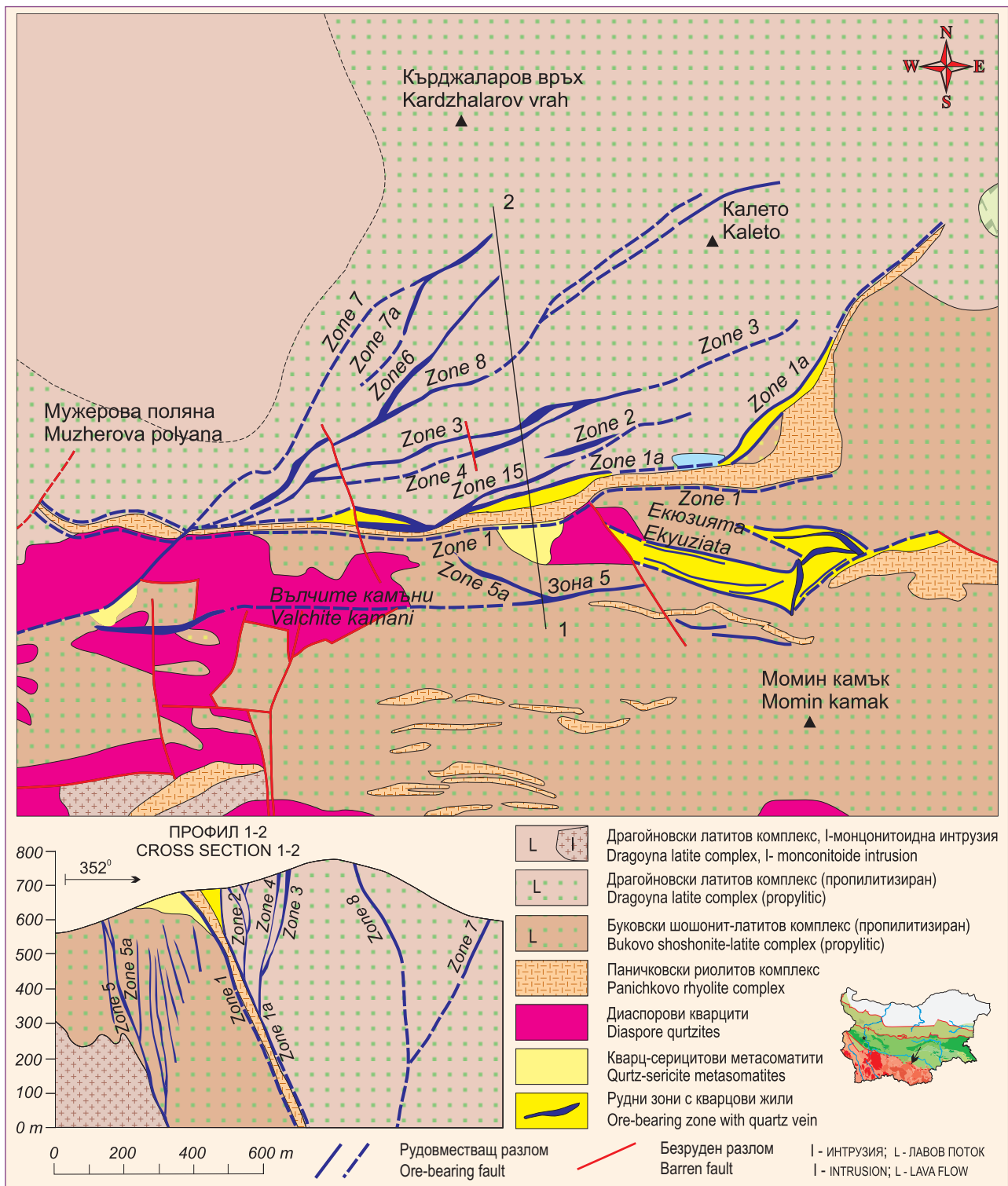
Златно-полиметалното находище Чала се разполага в СИ част на рудното поле. То се контролира от разломни структури на Мечковецкия разломнен сноп.

Основният рудоносен разлом в централната част на находището вества риолитова дайка от Паничковския комплекс (фиг. 33) и има генерална посока И–З с наклон на север под ъгъл 40–70°. Той разделя едропорфирните латити от Драгойновския комплекс в Брястовския грабен на север от дребнопорфирните латити и шошонити на Буковския комплекс на юг и Сърнишкия плутон в ЮЗ му част. Намиращите се на север от него зони представляват апофизните му отклонения. На юг от основния разлом е зона 5 с аналогични пространствени параметри. Между зона 5 и основния разлом също се наблюдава мрежа от апофизни на зона 5 (Кестебеков и др., 1998ф; Георгиев, 2007в).

Рудните тела под границата на оксидация са златно-сулфидни и собствено златни, а над нея – само златни. Дебелината на рудните тела варира от 0,8 m до 8,0 m. Съдържанията на злато се изменят в широки граници, като на места достигат 200 g/t. Златото е свързано главно с кварцовия пълнеж на структурите. По данни от техноложките изследвания 87,89% от златото е в срастъци на кварц и рудни минерали. Златоносните рудни тела са с висока степен на прекъснатост и неравномерност на разпределение на златото (вариация от 100 до 600%).

В разпределението на рудните минерализации се очертава отчетлива вертикална зоналност. Над абсолютно ниво 500 m до повърхността (средно 700 m) в рудоносните структури доминира златната минерализация. Основен елемент тук е златото, а второстепенни – Ag, Pb, Zn, Cu. Оксидационната зона е развита до дълбочина 100 m от повърхността. Под ниво 500 m се разполагат оловно-цинкови минерализации. Основни елементи тук са Pb и Zn, а второстепенни – Cu, Au, Ag.

Структурният сондаж ССС-1 в района на находище Чала показва повишаване на съдържа-



**Фиг. 33. Геоложка карта и разрез на находище Чала (по Кестебеков и др., 1998ф, с изменения)
Fig. 33. Geological map and cross section on Chala deposit (adapted from Kestebekov et al., 1998ф)**

нието на минералите от халкопирит-борнит-тетраедритовата парагенеза в дълбочина (Манева, 1988).

Урановото супергенно находище Сърница е локализирано в две субекваториални разломни

структури сред пирокластитите от Боровишкия риолитов комплекс. Те се разполагат около тяло от Паничковския трахириолитов комплекс. Околорудните изменения се изразяват в пропилитизация, адуларизация, окварцяване (халцедон) и зео-литизация. Супергенната уранова минерализация

(отунит, торбернит, уранофан) запълва празнини на излужване сред пирокластитите. Рудните тела са стълбообразни, пластообразни и лещи с дебелина 0,3–4,25 m и дължина първите десетки метри. Предполага се, че това са оксидирани приповърхностни части на ендеогенно ураново орудяване, развито в дълбочина (Драгоманов и др., 1994ф).

Алунитовото хидротермално находище Сърница е свързано с вторичните кварцити в Спахиевското рудно поле. В района на Гаджова чука вторичните кварцити са представени (отвън навътре) от пропицити, дикитови, дикит-алунитови и алунитови кварцити (Радонова, 1973б; Велинов, Кунов, 1989). На места са проявени и диаспорови минерализации. Вторичните кварцити са развити върху латитите от Драгойновския комплекс. Минералният състав на алунитовите кварцити е представен от кварц, алунит, каолинит, рутил и в подчинени количества пирит, хематит, апатит и рядко топаз (Радонова, 1973). Алунитът се образува преобладаващо при температура 300–200 °С.

Проучени са около 2 млн. тона запаси със средно съдържание на алунит 26,3%.

Алунитовото находище Сърница е елемент от Спахиевското рудно поле.

От 50-те години докъм края на миналия век от находищата в Спахиевското рудно поле са добити около 19 хил. тона олово, 17 хил. тона цинк и 35 тона уран (Милев и др., 1996). В находище Чала са доказани запаси от около 15 тона злато и в момента се води добив (Милев и др., 2007).

4.1.1.2.2. Хасковско рудно поле - U

Урановото инфилтрационно находище Хасково (Болярово) е локализирано в първия (меотски) и долнището на втория (понт-датски) седиментационен цикъл на Ахматовската свита, попадащи изцяло в погребаната водонаситена литофациална зона на Палеомарица. Урановите рудни тела се контролират от оксидационно-редукционната граница, но са локализирани в тъмно оцветените алувиални седиментни скали. В долнището на втория макроцикл се наблюдават недооксидирани реликти, сред които се установява отунит. Основен минерал за този инфилтрационен пластови генетичен тип е кофинитът. Времето на формиране и преразпределение на орудяването е плиоцен-кватернер. Дължината на рудните тела е 50–200 m, а дебелината им 0,4–2,0 m.

Урановото орудяване на практика е установено почти по цялата площ на алувиалната литофациална зона на Палеомарица, почти до Харманлийския метаморфен блок (Драгоманов и др., 1994ф).

4.1.1.2.3. Други орудявания

Северозападно от с. Брягово, сред киселите пирокластити на Бряговския комплекс е установено *фосфоритовото вулканогенно-седиментогенно проявление* Хайкърска чука (Начев, 1988; Манева и др., 1992ф-б). Фосфоритите са локализирани в горната част на пирокластитите, близо до контакта с варовици и кремъчни скали. Те са изградени до 90% от флуорапатит. Съдържанието на P₂O₅ варира от 16,4 до 37,5%.

С пирокластитите на Боровишкия и Бряговския риолитов комплекс генетично са свързани *вулканогенно-седиментогенни проявления от уран-желязо-фосфатен тип*. Такива орудявания са локализирани съответно в районите на селата Комунига и Брягово (Драгоманов и др., 1994ф). Последното асоциира с фосфоритовото проявление Хайкърска чука.

В района на с. Пчеларово, сред седиментите на въгленосно-песъчливата задруга са формирани *седиментно-диагенетични проявления от уран-глинесто-въглищен тип* (Драгоманов и др., 1994ф). Те асоциират с разкрития на кафяви въглища.

Au-Sb проявление Новаково е локализирано в карбонатни брекчи сред палеогенските седименти в северния борд на Североизточнородопското понижение. Тези минерализации се смятат за епитермални тип Карлин (Нафтали и др., 1994ф; Нафтали, 1996). Контролират се от разломи с екваториална и СЗ посока.

В пределите на Боровишката калдера се наблюдават единични *оловно-цинкови и перлитови проявления*.

В северния склон на Драгойновския вулкан е описана *манганова (псиломелан-пиролузитова) вулканогенно-хидротермална индикация* Дашково дере (Манева и др., 1992ф-б).

В алувиалните тераси на р. Сушица при с. Долнослав и на р. Каялийска при селата Искра, Брягово и Драгойново се установяват *златни разсипни проявления* (Манева и др., 1992ф-б).

Рудни полета и отделни находища и проявление са разположени като огърлица около Боро-

вишката калдера (фиг. 30). Само единични находища и проявления са локализираны в калдерата, предимно по нейната периферия. В западната част на разглеждания район те са разположени и в метаморфната рамка и се отнасят към Централно-родопския руден район (Лъкинско и Давидковско рудно поле).

4.1.2. Момчилградски руден подрайон

Този подрайон съвпада пространствено с Момчилградското понижение. То е изтеглено в ИСИ посока и се разполага между Маданско-Давидковския (на СЗ) и Кесебирския и Белоречкия (на ЮИ) купол. На север граничи с Кърджалийския блок.

В рамките на Момчилградското понижение Боянов (1995) отделя Ардинска, Джебелско-Звезделска, Добромирско-Чорбаджийска и Крумовградска зона. По предлаганата тук схема Ардинската зона е част от Кърджалийския блок.

Yanev (1998) разглежда Момчилградското и Златоустовското понижение като един Момчилград-Ардински вулкански район.

Между тези две понижения обаче в района южно от с. Странджево се вмъква Мечоухия клин на метаморфния фундамент, който ги разделя (фиг. 34, 38). Освен това химизмът на магматизма от Момчилградското понижение (Дамбалска група) и Златоустовското понижение (Маджаровска група) съществено се различават, което предполага различен магмен източник (вж. гл. 3.4.).

Понижението се разкрива на площ от около 1500 km², южно от р. Арда, в района на градовете Джебел, Момчилград и Крумовград.

4.1.2.1. Геоложки строеж

В основата на понижението са отложени езерни и плиткоморски теригенни седименти с палеоцен-еоценска възраст със слоеве и лещи от варовици.

Отначало се образуват няколко неголеми и изолирани водни басейна, изпълнени с груби теригенни отложения с олистоплаки сред тях – материалите на Шаварската брекчова свита (фиг. 34). Над тях залягат седиментите на Кандилската пясъчливо-конгломератна свита. Сред грубо теригенните седименти се установяват варовикови и мергелни пластове с мастрихт-данска възраст (Goranov, Atanasov, 1992).

През приабона трансгресията продължава и последователно и суперпозиционно се разполагат материалите на приабонските брекчоконгломератна, въгленосно-песъчлива, мергелно-варовикова и вулканогенно-седиментогенна задруга (Горанов и др., 1995). Басейните постепенно се разширяват, удълбочават и сливат един с друг, докато се получи единен сравнително голям воден басейн.

В следващите етапи доминира вулканската дейност. В понижението се изливат продуктите на Дамбалската магматична група, в която се отделят (отдолу нагоре) Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов



Звезделски вулкан Zvezdel volcano

комплекс (Путочарска средна по състав подгрупа), Светиилийски трахириодацитов, Момчилградски трахидацитов, Равенски риолитов комплекс (Здравецка кисела подгрупа) и Пчелояден дайков комплекс. Те изграждат венец от вулкански постройки – Ирантепенски, Светиилийски, Биволянски, Дамбалъшки и Звезделски вулкан и множество по-малки паразитни и сателитни вулкани около тях, както и силове в Джебелската свита (фиг. 35, 36, 37). Те изпълват и Нановишката калдера, разположена между основните вулкани.

Ирантепенският вулкан (Иванов, Р., 1960) е най-старата постройка в района и се разполага в ЮИ част на понижението. Вулканският му конус е с диаметър 7–8 km. Изграден е изключително от андезитите на Калабашкия комплекс. В основата му широко разпространение намират епикластичните отложения (Narkovska et al., 1994) и пирокластитите.

Светиилийският вулкан (Бахнева, Стефанов, 1977) е с бъбрековидна форма, изтеглен в СЗ посока. Той е с размери приблизително 15/10 km. Изграден е от материалите на Рабовския латит-андезитов, Звезделския базалт-андезитов и Светиилийския трахириодацитов комплекс.

Биволянският вулкан (Орманлар; Янев, 1981а, б) е с приблизително изометрична форма и диаметър около 7–8 km. Изграден е главно от лавови потоци на Рабовския латит-андезитов и Светиилийския трахириодацитов комплекс.

Дамбалъшкият вулкан (Дамбалъшки вулкански масив; Иванов, Р., 1961а) е най-сложно устроеният от тази група вулкани. В него се установяват четири фази, представени отдолу нагоре от Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов, Светиилийски трахириодацитов и Момчилградски трахидацитов комплекс. Диаметърът на този вулкан е около 10 km, но конусът му е деформиран от няколко по-късни разлома предимно с ИСИ посока.

Дамбалъшкият, Биволянският и Светиилийският вулкан се разполагат в северната част на Момчилградското понижение. Те са изградени от няколко фази, представени в различна степен в отделните вулкани. На фазите съответстват отдолу нагоре Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов, Светиилийски трахириодацитов и Момчилградски трахидацитов комплекс.

Основите и на трите вулкани са изградени от материалите на Рабовския комплекс. При изливането на пирокластитите на Перперешкия трахириолитов комплекс вулканските конуси на тези вулкани са били вече формирани. В резултат по склоновете им не са отложени пирокластични потоци на Перперешкия комплекс, а евентуално само пеплопади, които впоследствие са преотложени във водния басейн като епикластити. Отсъствието на този „маркиращ хоризонт“ на II кисел вулканизъм затруднява отделянето на II и III среднокисел вулканизъм, съответно на Рабовския и Звезделския комплекс и в някои схеми те са едно и също.

Звезделският вулкан (Янев, 1981б) е с диаметър около 15 km и е най-голямата вулканска постройка в понижението. Изграден е от базалтоидни андезити, андезити и в подчинено количество шошонити и латити от Звезделския базалт-андезитов комплекс. Тази структура има характер на стратовулкан (Янев, 1981б). В него се наблюдава многократно редуване на пирокластити и лавови потоци.

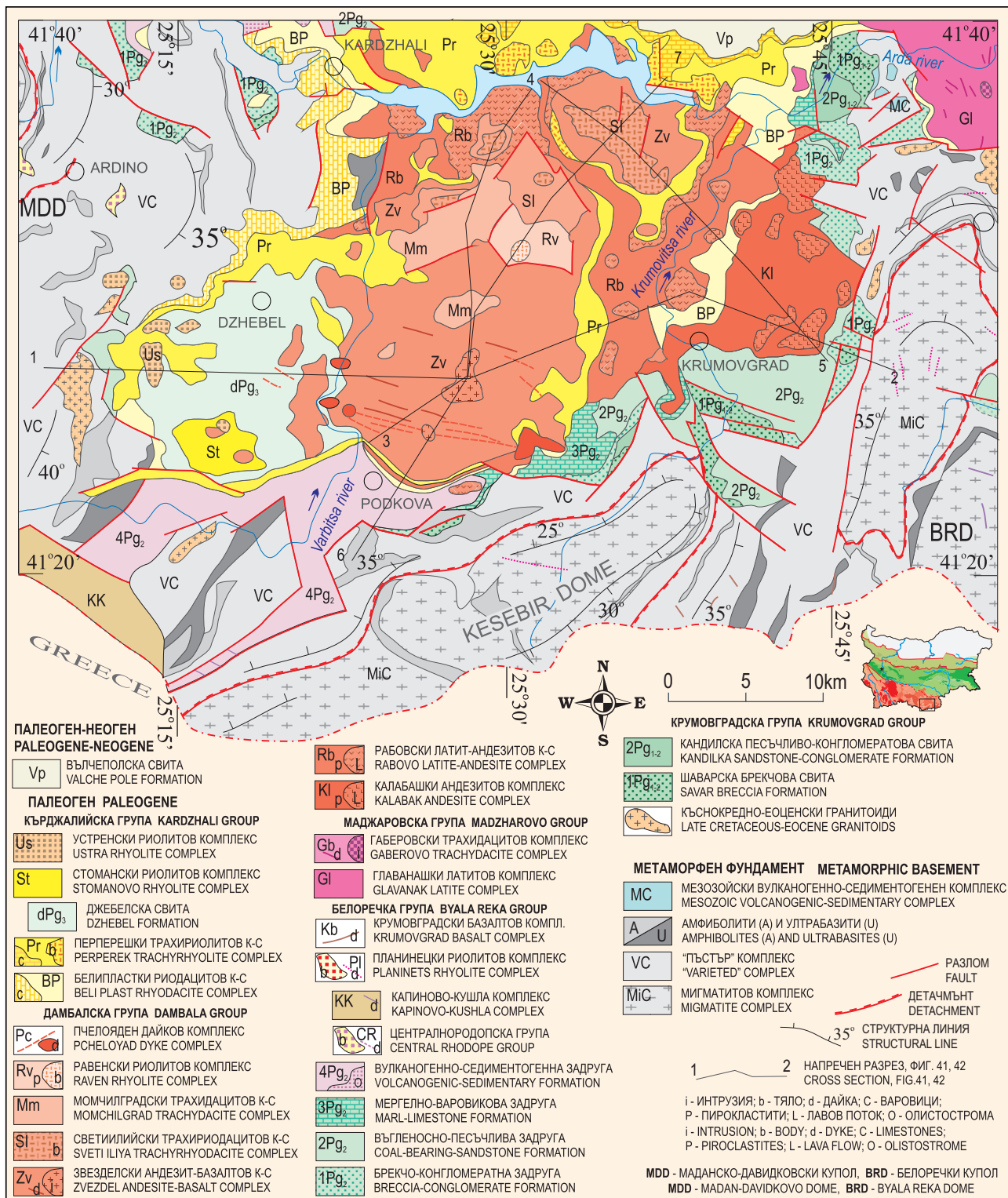
В магменият му канал е внедрен комагматичният Звезделски плутон, изграден от левкокротно монцогабро, монцонити, кварцови монцонити и кварцови сиенит-аплити (Недялков, 1986).

В северната и северозападната периферия на този вулкан се установяват два по-малки паразитни конуса, изградени от Момчилградския трахидацитов комплекс.

Южната част на вулкана е процепена от Пчелоядния дайков снап. Дайките са изградени от базалтоидни андезити от Звезделския комплекс и от риодацити, риолити и латити от Пчелоядния дайков комплекс.

Нановишката калдера се разполага между Светиилийския, Биволянския, Дамбалъшкия и Звезделския вулкан (фиг. 34, 38). Формата ѝ е неправилна (10 на 8 km), изтеглена в меридионална посока. Изпълнена е с пирокластити на Светиилийския трахириодацитов и Равенския риолитов комплекс, сред които са внедрени неголеми (1–2 km) екструзии от същите комплекси. Сред пирокластитите се установяват рифови варовици.

Зараждането на основните вулкански постройки в Момчилградското понижение следва обратния ход на часовниковата стрелка. Отначало се формира Ирантепенският вулкан (Калабашки андезитов комплекс) в югоизточната част на понижението. Следват началните фази на Свети-

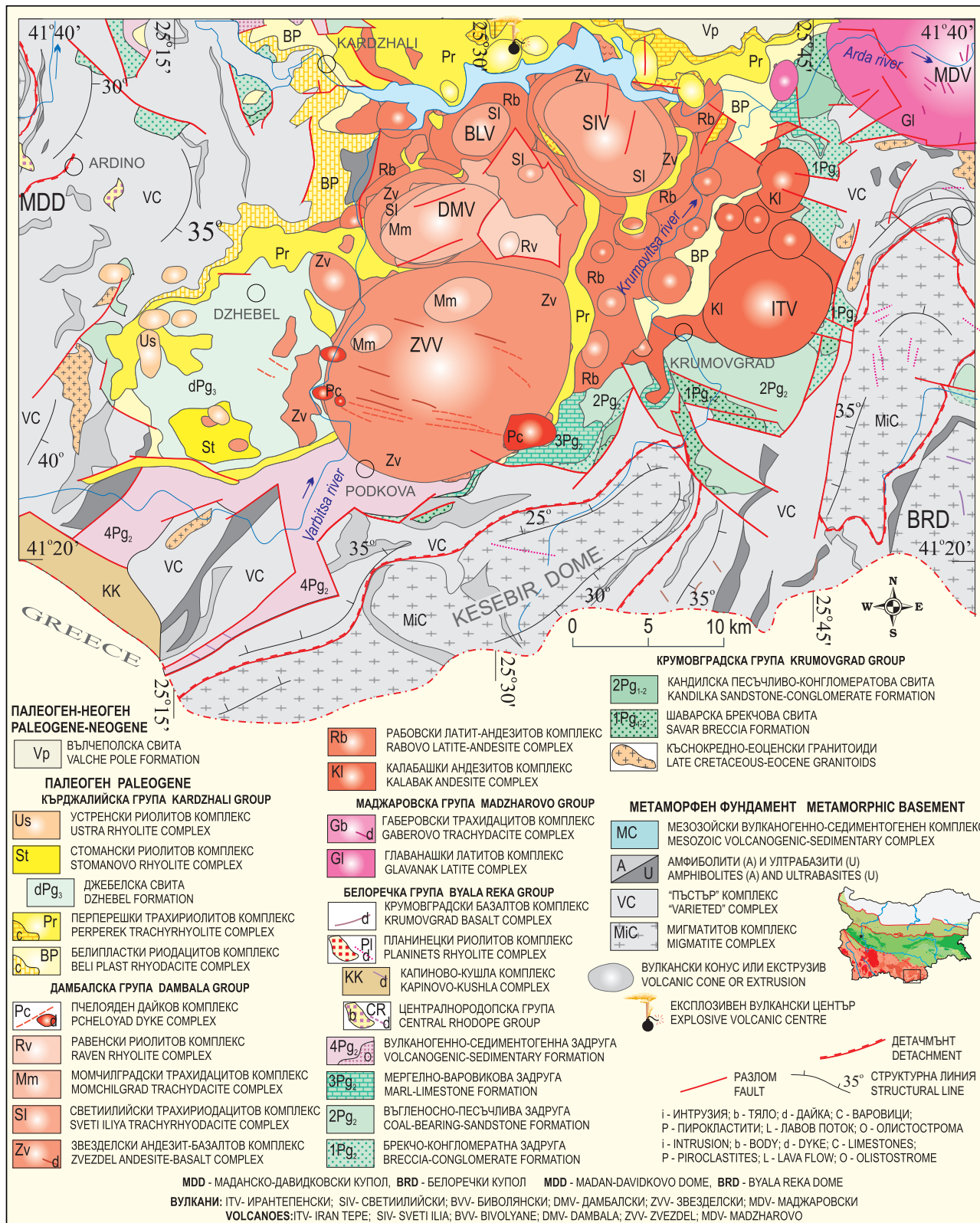


Фиг. 34. Геоложка карта на Момчилградското понижение (по Georgiev, Milovanov, 2003)

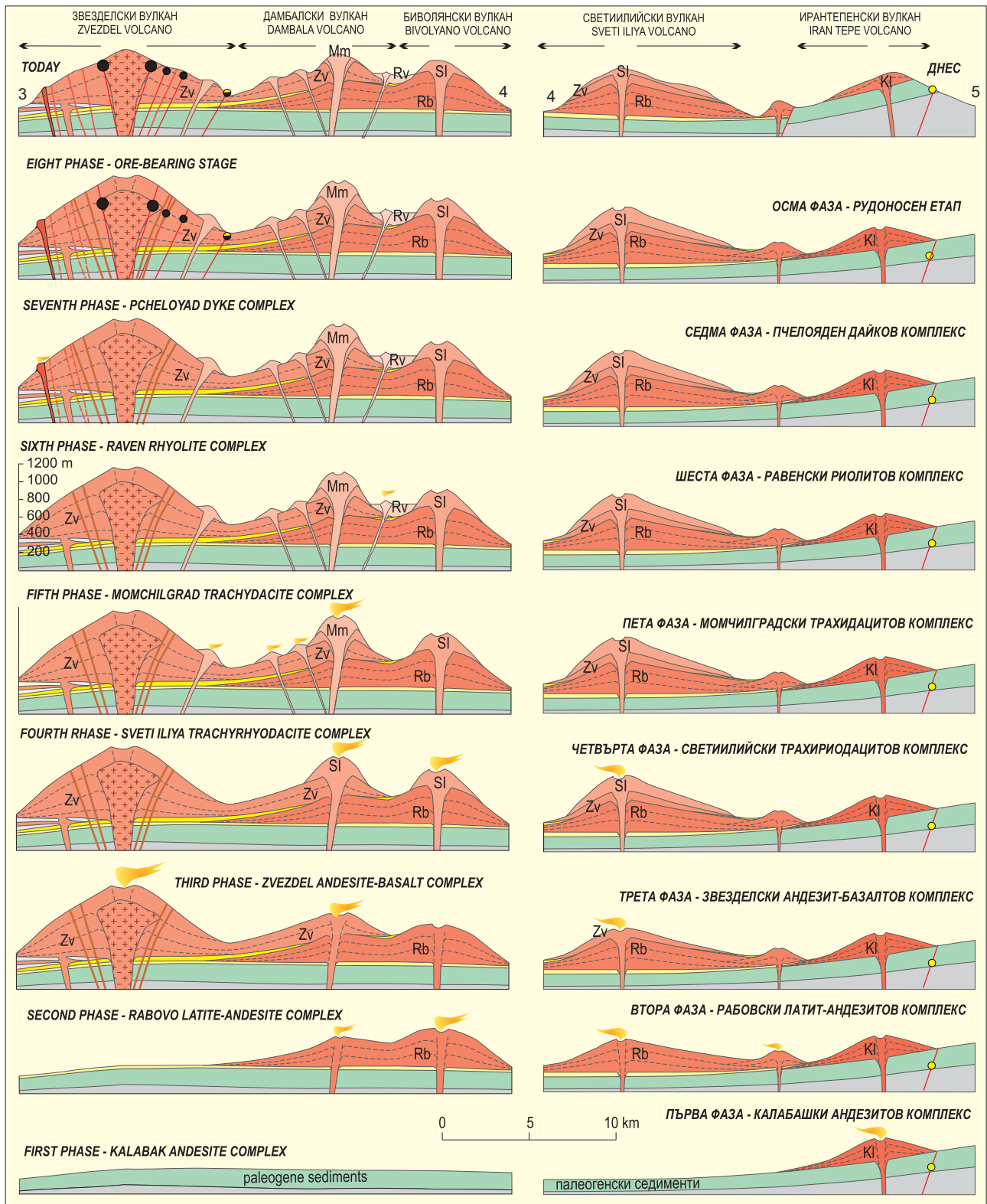
Fig. 34. Geological map of the Momchilgrad depression (according to Georgiev, Milovanov, 2003)

илийския, Биволянския и Дамбалъшкия вулкан (Рабовски латит-андезитов комплекс) в северната и северозападната част на понижението. Най-късно от тези големи позитивни вулкански структури се заражда Звезделският вулкан (Звезделски

базалт-андезитов комплекс) в югозападната част на понижението. Като финален продукт се формира Нановишката калдера. Вулканските конуси на по-ранните вулкани са разположени като огърлица около нея (фиг. 37).



Фиг. 35. Вулканоструктурна карта на Момчилградското понижение
Fig. 35. Volcanostructural map of the Momchilgrad depression

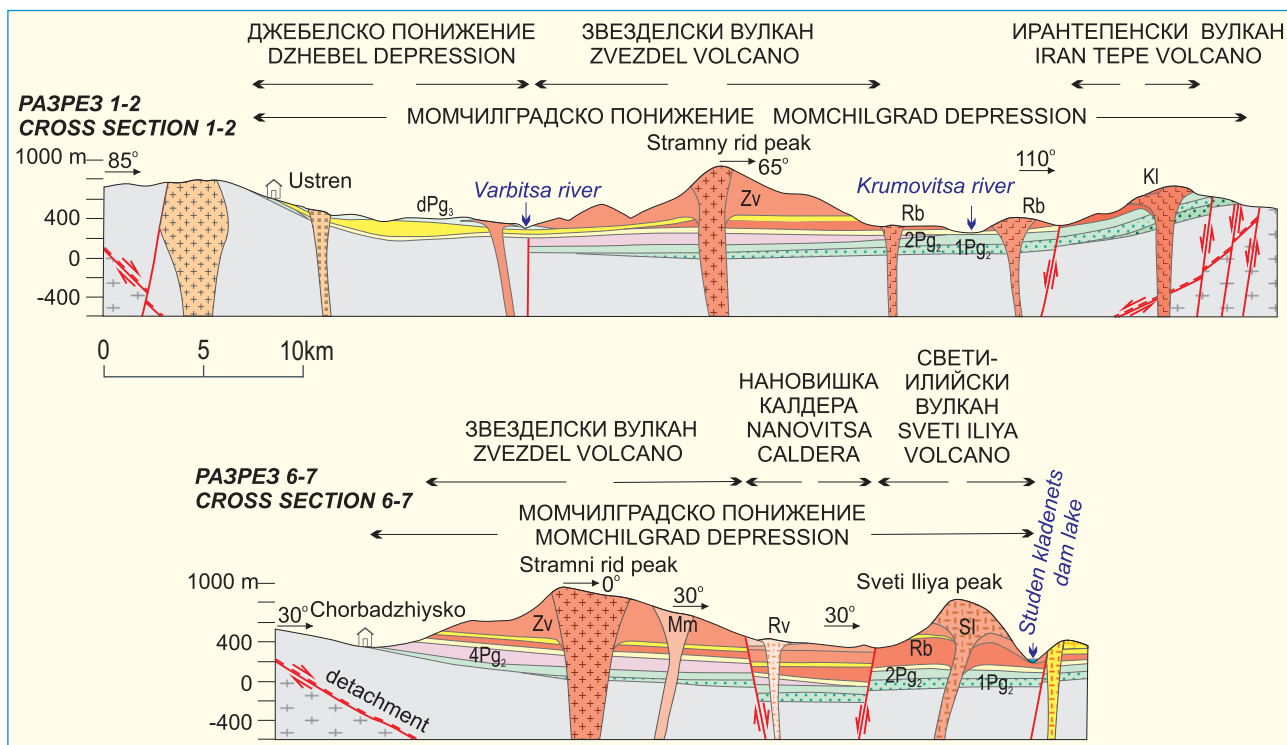


Фиг. 36. Напречни геоложки разреди 3-4-5, фиг. 34

Условни знаци както на фиг. 34.

Fig. 36. Geological cross sections 3-4-5, Fig. 34

Key see in Fig. 34.



Фиг. 37. Напречни геоложки разреди 1-2, 6-7, фиг. 34

Условни знаци както на фиг. 34.

Fig. 37. Geological cross sections 1-2, 6-7, Fig. 34

Key see in Fig. 34.

Джебелското понижение се разполага в западната част на Момчилградското понижение, като структура от по-висок ранг (фиг. 34, 38). В основата му се разполагат пирокластити от Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс, които тук са със силно редуцирана дебелина. Понижението е изпълнено преимуществено със седиментите на Джебелската свита. Над тях в южната част на понижението се разполагат пирокластитите на Стоманския риолитов комплекс.

В северозападната периферия на Джебелското понижение, както и в метаморфната му рамка са локализирани няколко екструзивни тела от Устренския риолитов комплекс. Те са с диаметър до 3–4 km.

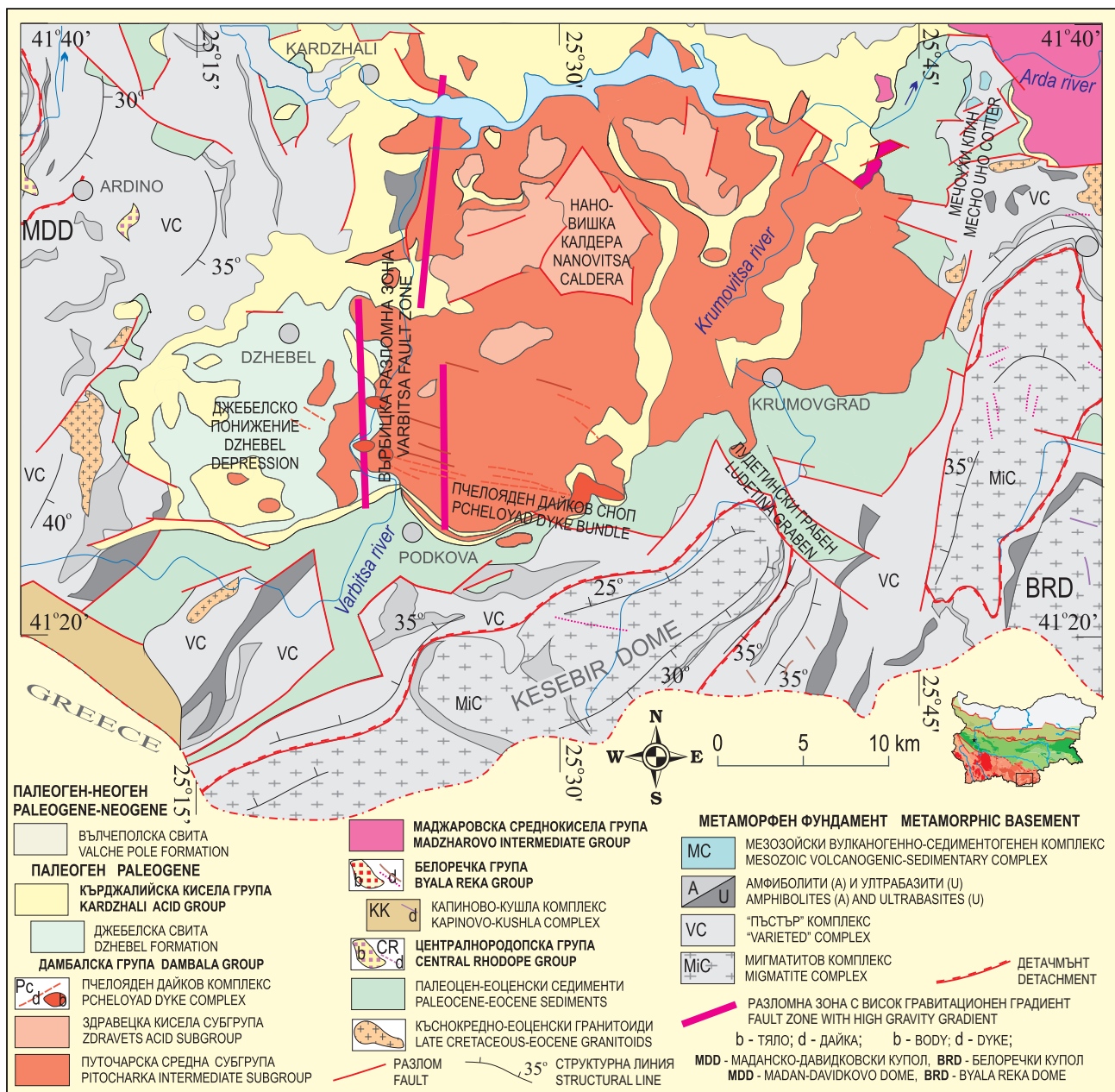
Върбицката разломна зона няма явна изява на повърхността. Река Върбица от района на с. Подкова до вливането си в р. Арда унаследява тази разломна зона, която е широка няколко километра. Тя намира изяви в повечето геофизични полета. Бележи се от няколко локални гравитационни градиента, изтеглени в меридионална посока (фиг. 28). По нея са локализирани и редица положителни гравиметрични и магнитни локални аномалии (Л. Никова в Георгиев и др., 1998ф; Ге-

оргиев, 2002). Тази зона ограничава приабонския басейн в разглеждания район в западна посока. Типичните за Източнородопско комплексно понижение брекчоконгломератна, въгленосно-песъчлива и мергелно-варовикова задруга се установяват само на изток от тази разломна зона. От началото на олигоцен (изливането на пирокластитите на Белипласткия риодацитов комплекс) по нея няма видими изяви, но Джебелското понижение, изпълнено със седиментите на Джебелската свита, се разполага непосредствено на запад от тази зона.

Лудетинският грабен се вклиня между Белоречкия и Кесебирския купол. Той е със ССЗ (320–330°) посока. Изпълнен е главно с палеогенски и приабонски груботеригенни скали с големи олистостроми в тях (Боянов и др., 1995).

4.1.2.2. Металогенни аспекти

Металогенията на Момчилградското понижение е доминирана от златни хидротермални и Au-полиметални хидротермални орудявания, локализирани съответно в Крумовградското и Звездел-Пчелоядското рудно поле (фиг. 39). Те са парагенетично свързани с продуктите на Дамбалската магматична група.



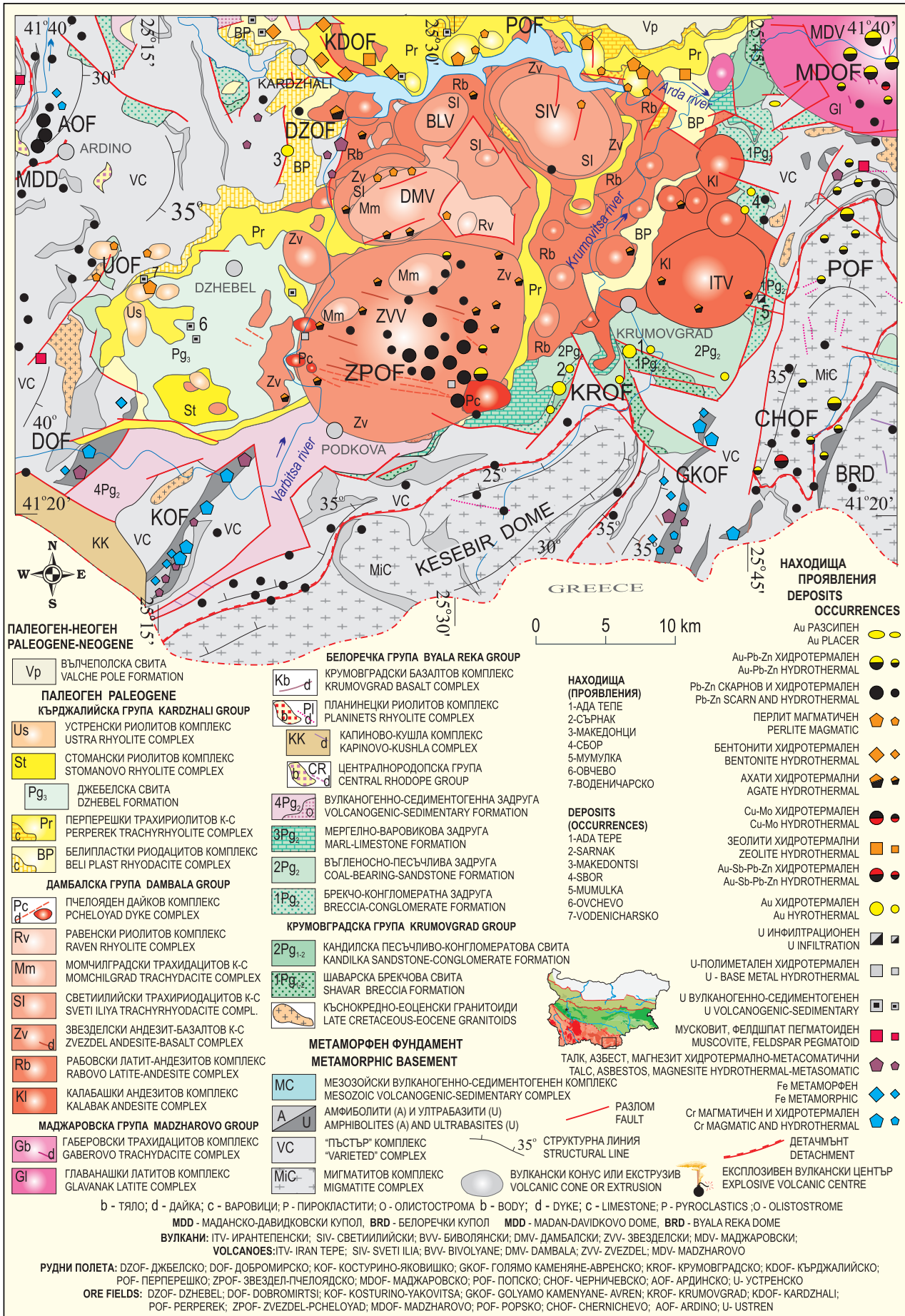
Фиг. 38. Тектонска схема на Момчилградското понижение
 Fig. 38. Tectonic sketch of the Momchilgrad depression

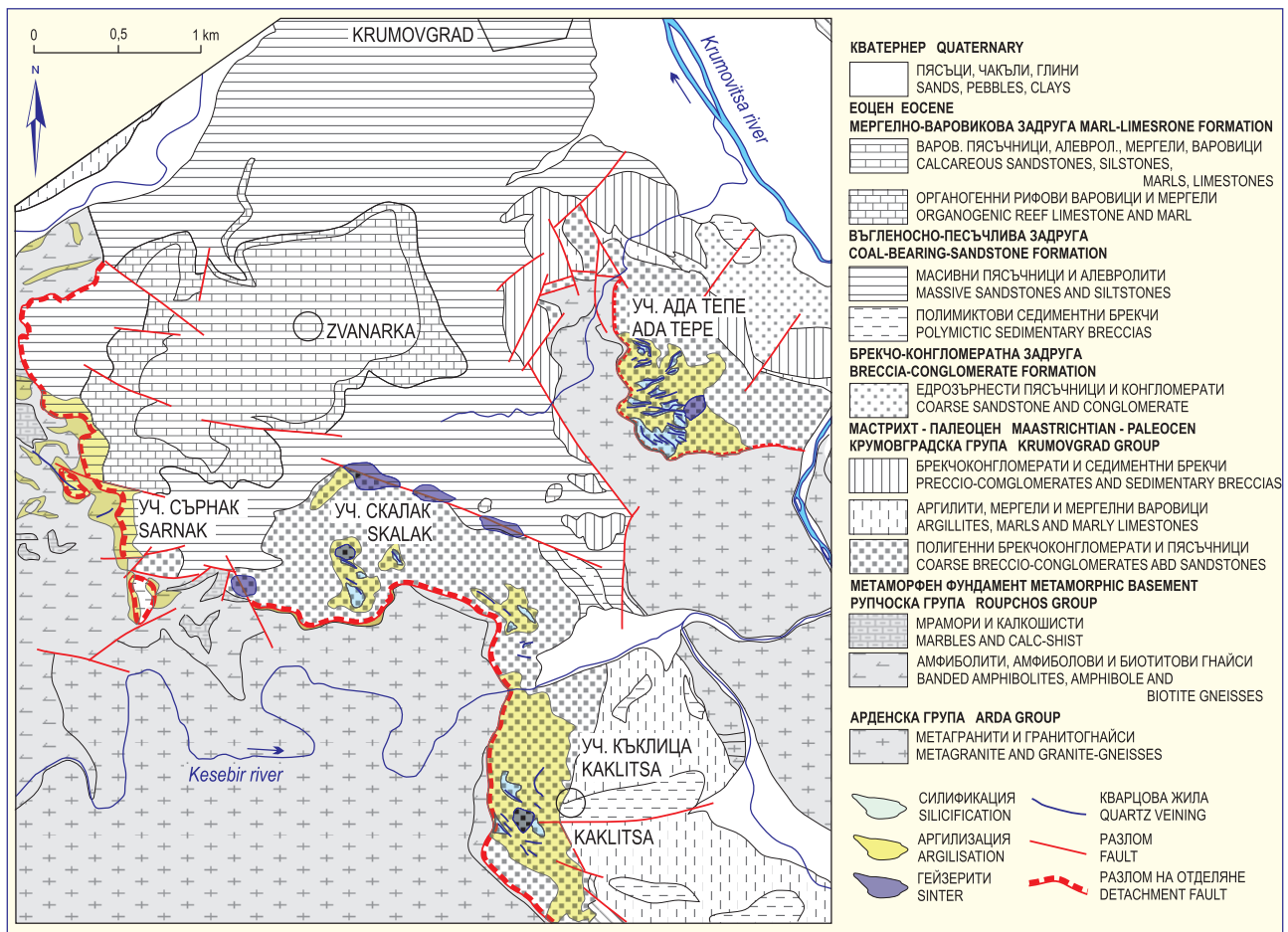
4.1.2.2.1. Крумовградско рудно поле – Au, Ag

Рудното поле се разполага в югоизточната периферия на Момчилградското понижение. Всъщност по-голямата част от рудното поле се води като находище Хан Крум, а най-богатото находище – като участък Ада тепе. То е златно хидротермално. Кунов и др. (2001) го определят като епитермално, нискосулфиден адулар-серицитов тип. Рудното поле включва също така проявленията Скалак, Сърнак, Синап, Къклица и Къпел (фиг. 40). Те са локализиращи сред седиментите на Кру-

мовградската група (Шаварска и Кандилска свита, палеоцен) и приабонските брекчоконгломератна и въгленосно-песъчлива задруга. Тези седименти се разполагат в основата на понижението, под вулканските скали. Рудните тела са жилково-впръснат тип или пластообразни. Те се придружават от площна аргилизация и силификация.

Практически във всички участъци се установяват послойни опал-халцедонови силицити – гейзерити (sinter). Те са образувани на палеоповърхността в интервала между края на отлагане на седиментите на Крумовградската група и тези на въгленосно-песъчливата задруга.





Фиг. 40. Геоложка карта с хидротермалните промени на находище Хан Крум (по Казълова-Станкова, 2010)

Fig. 40. Geological map showing hydrothermal alteration at Khan Krum (according to Казълова-Станкова, 2010)

Те са безрудни, не съдържат благородни елементи, но са набогатени на съпътстващи предимно нискотемпературни (As, Sb, Ba, Hg) и редкоземни елементи (Казълова-Станкова, 2010). Гейзеритите имат пряка връзка с минералообразуващите разтвори, довели до отлагането на златното хидротермално орудяване в находище Хан Крум. Те са резултат от изливане на „отработените“ хидротермални разтвори на повърхността и се приемат за синрудни и надрудни по отношение на подобен тип орудяване.

Участък Ада тепе се разполага сред седиментите на Шаварската свита. Те лежат над метаморфитите в северната периферия на Кесебирския купол. Контактът между палеоценските седименти и отдолу лежащите метаморфни скали представлява регионален слабо наклонен разлом – Токачки разлом на отделяне (Бонев, 2002). В седиментните

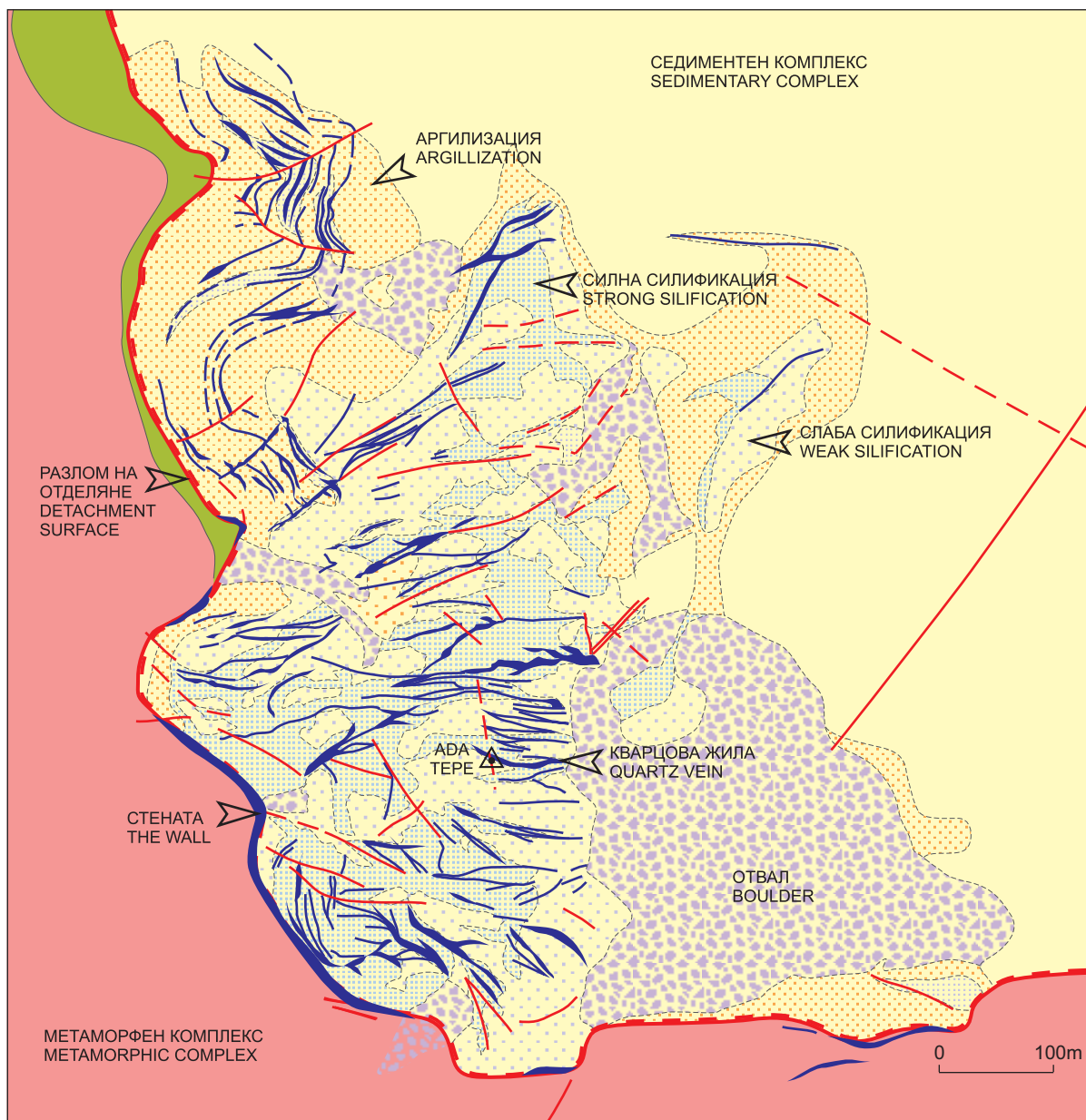
Фиг. 39. Металогенна карта на Момчилградския руден подрайон (по Георгиев и др., 2000)

Fig. 39. Metallogenic map of the Momchilgrad ore subregion (according to Георгиев и др., 2000)

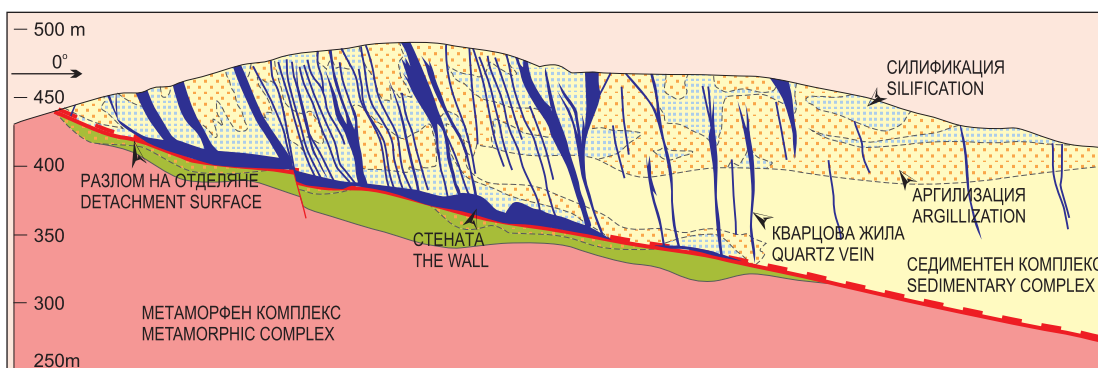
скали са добре проявени стръмни (80–90°) отсед-разседа с посока 60–80° и 90–140° (Желев, 2007).

По периферията на участъка се установява слабо изразена и неравномерна аргилизация (фиг. 41). В централните и южните части на участъка върху аргилизитите повече или по-слабо е проявена силицификация. Върху тях се развиват приразломни кварц-адуларови зони (Желев, 2007).

Непосредствено над Токачкия разлом на отделяне е обособено субхоризонтално кварц-метасоматично тяло, наричано в „локалната“ геоложка терминология „стената“ (Marchev et al., 2003; Желев, 2007; фиг. 41, 42). Тялото е удължено в североизточна посока, има размери 150/350 m, средна дебелина 17 m (в централните части – 25 m) и средни съдържания на Au 7,3 g/t. Над това тяло са локализиран и други по-малки пластообразни тела. Благоприятни за заместване са пластове



Фиг. 41. Геоложка карта с хидротермалните промени на Ада тепе (по Желева, Ц., в: Желев, 2007)
Fig. 41. Geological map showing hydrothermal alteration at Ada Tepe (according to Jeleva, C. in Желев, 2007)



Фиг. 42. Напречен разрез на Ада тепе (по Желев, 2007)
Fig. 42. Cross section of Ada Tepe (according to Желев, 2007)

от дребнокъсови конгломерати. В седиментите са локализиран и рудни тела тип линейни щокверки (Желев, 2007).

Рудните минерали са представени от пирит, марказит, халкопирит, арсенопирит, пиротин, сфалерит, галенит, тетраедрит, самородно злато, електрум, Au-Ag телуриди, молибденит, грийнокит, герсдорфит (Кунов и др., 2001; Marchev et al., 2003, 2004а; Желев, 2004ф, 2007). Сулфидните минерали за разлика от златно-полиметалните орудявания тук са съвсем спорадично проявени.

В зоната на оксидация се установяват глинести минерали, Fe- и Mn-оксиди, карбонати и др. Дълбочината на зоната на оксидация досига до 80 m.

Времето на хидротермалната минерализация в Ада тепе е определено чрез измерването на една мономинерална проба адулар с използване на Ag/Ag метод на 34,99 Ma (Marchev et al., 2003).

По характера и условията на минералните асоциации се предполага температурен интервал на отлагане от 200–180 °С, евентуално до 100 °С (Желев, 2007).

За участък Ада тепе са установени и оценени около 25 t злато и 13 t сребро (Желев, 2007).

Няколко проявления от типа на Ада тепе се установяват в СЗ и СИ част на Момчилградското понижение, съответно *Македонци* и *Сбор* (Методиев, Георгиев, 1999).

4.1.2.2.2. Звездел-Пчелоядско рудно поле – Pb, Zn, Au (Cu, Ag, Cd)

В ЮИ част на рудното поле се разкрива един фрагмент от метаморфния фундамент (гнайси и мрамори). Над него лежат седиментите на брекчочонгломератната, въгленосно-песъчливата, мергелно-варовиковата и вулканогенно-седиментогенната задруга (фиг. 43). По-високо в разреза се разполагат материалите на Белипласткия риодацитов, Рабовския латит-андезитов и Перперешкия трахириолитов комплекс. Най-високо в разреза и най-обилно са представени вулканитите на Звезделския базалт-андезитов комплекс. Те изграждат Звезделския вулкан, който е усложнен от няколко паразитни вулкански конуса, изградени от Момчилградския трахидацитов комплекс. В южната част на Звезделския вулкан е внедрен Пчелоядният дайков сноп.

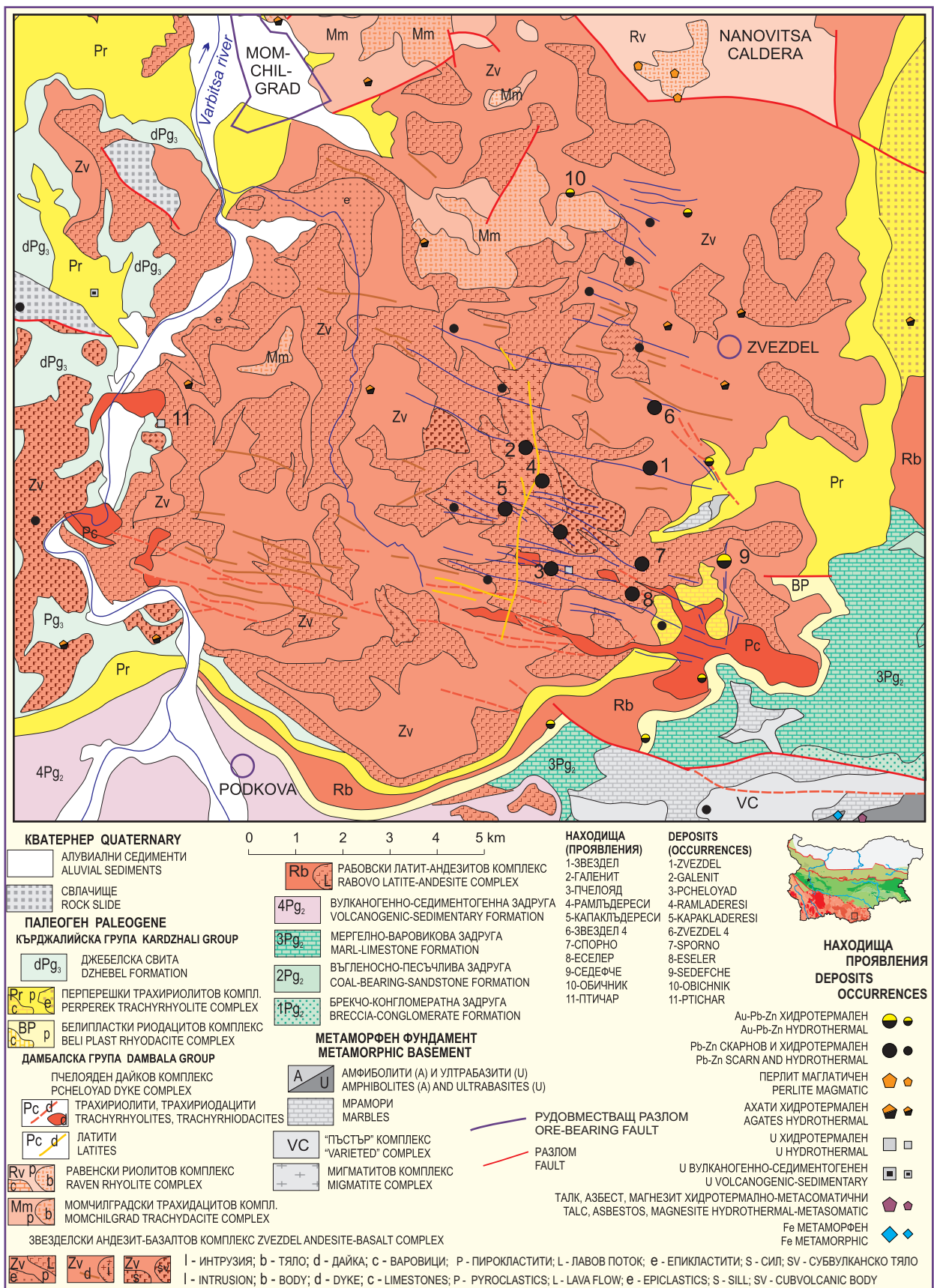
Положението на рудното поле се контролира от Звезделския вулкан (фиг. 39, 43). То е разполо-

жено ексцентрично в пределите на вулкана. Находищата и проявленията са локализирани във и около Звезделския плутон и южно, източно и северно от него. В западната част на вулкана не са известни находища и проявления (с изключение на U-полиметалното хидротермално проявление Птичар).

Орудяванията в Звездел-Пчелоядското рудно поле са от Pb-Zn и Au-Pb-Zn тип. Описва се концентрична хоризонтална зоналност в рудното поле (Гергелчев, Кръстева, 1978; Бресковска, Гергелчев, 1988г). Във вътрешната част на рудното поле са локализирани находища и проявления от Pb-Zn тип (Звездел, Пчелояд, Галенит и др.). Тук са представени продуктите главно на кварц-сулфидния стадий с интензивно развитие на кварц-серицитовия фациес на хидротермалните метасоматити. По периферията на рудното поле са локализирани находища и проявления от Au-Pb-Zn тип: Обичник, Друмче и Мренка – в северната част; Асара (Ралица дере) – в източната; Седефче – в ЮИ част на рудното поле (Бресковска, Гергелчев, 1988г; Георгиев и др., 2000). Тук обилно е наложена кварц-халцедон-сулфосолната минерализация и преобладава кварц-серицит-албитовият фациес на хидротермалните метасоматити (Гергелчев, Кръстева, 1978; Бресковска, Гергелчев, 1988г). Тази зоналност следва да се възприема като елемент на куполна зоналност. Урановите проявления също се подчиняват на тази зоналност. Те се установяват в западната (Птичар, доста изолирано) и южната част (Пчелояд) на рудното поле.

Морфологията на рудните тела е разнообразна. В централната му част преобладават жилни или жилково-впръснати тела главно със ЗСЗ посока (Атанасов, 1965; Гергелчев, 1977; Бресковска, Гергелчев, 1988г), локализирани сред вулканските скали на Звезделския вулкан. Дебелината на жилите е 0,2–1 m, рядко 2–3 m. По северната, източната и югоизточната периферия на рудното поле се развиват метасоматични залежи в палеогенските варовици и мраморите на метаморфния фундамент (Гергелчев, 1973). Това са пластообразни или с неправилна форма тела.

Атанасов (1965) описва вторични кварцити до монокварцити, а Радонова (1973а) отделя епидот-хлорит-албитов и карбонат-хлорит-албитов фациес на хидротермалните метасоматити. Изменените скали, наречени от Радонова (1970) адуларити, изграждат жилно тяло с дебелина 10 m в района на



Фиг. 43. Металогенна карта на Звездел-Пчелоядското рудно поле
 Fig. 43. Metallogenic map of the Zvezdel-Pcheloyad ore field

вр. Асар и заемат централната част на зона със СЗ посока. Минералният състав на зоната е: кварц, адулар, пирит, галенит, сфалерит и по-рядко барит, каолинит, халуазит и ярозит.

Обобщавайки изследванията на Плющев (1994) и Кунов и др. (2000), могат да се разграничат следните основни типове хидротермални метасоматити: пропилитов, аргилизитов (с хидросерицитова, каолинитова и монокварцова подзона) и кварц-адулар-серицитов.

За рудното поле се отделят няколко стадия на минерализация (Атанасов, 1965; Гергелчев, Кръстева, 1978; Младенова, 1984; Бресковска, Гергелчев, 1988г):

- *пропилитен стадий* с вторични кварцити;
- *кварц-сулфиден стадий* с галенит, сфалерит, пирит, халкопирит (главни минерали), вюртцит, тетраедрит-тенантит, злато (второстепенни и редки минерали), кварц, хлорит;
- *кварц-халцедон-сулфосолен стадий* с Ag-Sb- и Pb-Sb-сулфосоли, тенантит-тетраедрит, самородно злато, Ag- и Au-телуриди (главни минерали), галенит, сфалерит, пирит, марказит, арсенопирит, самороден арсен (второстепенни и редки минерали), кварц, халцедон и барит;
- *карбонатен стадий* с калцит и доломит.

Младенова (1989) отделя в тези стадии различни парагенези:

кварц-сулфиден стадий:

- *галенит-сфалерит-халкопиритова* (с тетраедрит-тенантит, хесит и кварц);
- *родохрозитова* (с кварц) *парагенеза*.

кварц-сулфосолен стадий:

- *пиротин-арсенопиритова* (с кварц);
- *пирит-марказитова* (с халкопирит и кварц);
- *сулфосолна* (с пирит, марказит, хетероморфит, плагионит, Pb-сулфоантимонит, тетраедрит-тенантит, злато, андорит, фрайеслебенит, диафорит, пираргирит, миаргирит, полибазит, акантит, арсенопирит и кварц);
- *антимонитова* (с арсен и кварц);
- *баритова* (с кварц) *парагенеза*.

карбонатен стадий:

- *доломитова* (с пирит, мелниковит-пирит и кварц);
- *калцитова* (с кварц) *парагенеза*.

Според Недялков (1986) андезитобазалт-монцитонитоидният комплекс (=Звезделски андезит-базалтов комплекс) е специализиран металогенно на Zn, Mo, Pb, Ag, Cu, а дацит-риолитовият комплекс (=Пчелояден дайков комплекс) – на Pb, Ag, Au, Mo, As, Sb.

Температурата на минералообразуване по хомогенизация на газово-течни включения се определя на 300–260 °C за кварц-сулфидния стадий, 255–175 °C за кварц-халцедон-сулфосолния стадий и 290–90 °C за карбонатния стадий (Атанасов, 1965; Гергелчев, Кръстева, 1978; Бресковска, Гергелчев, 1988г).

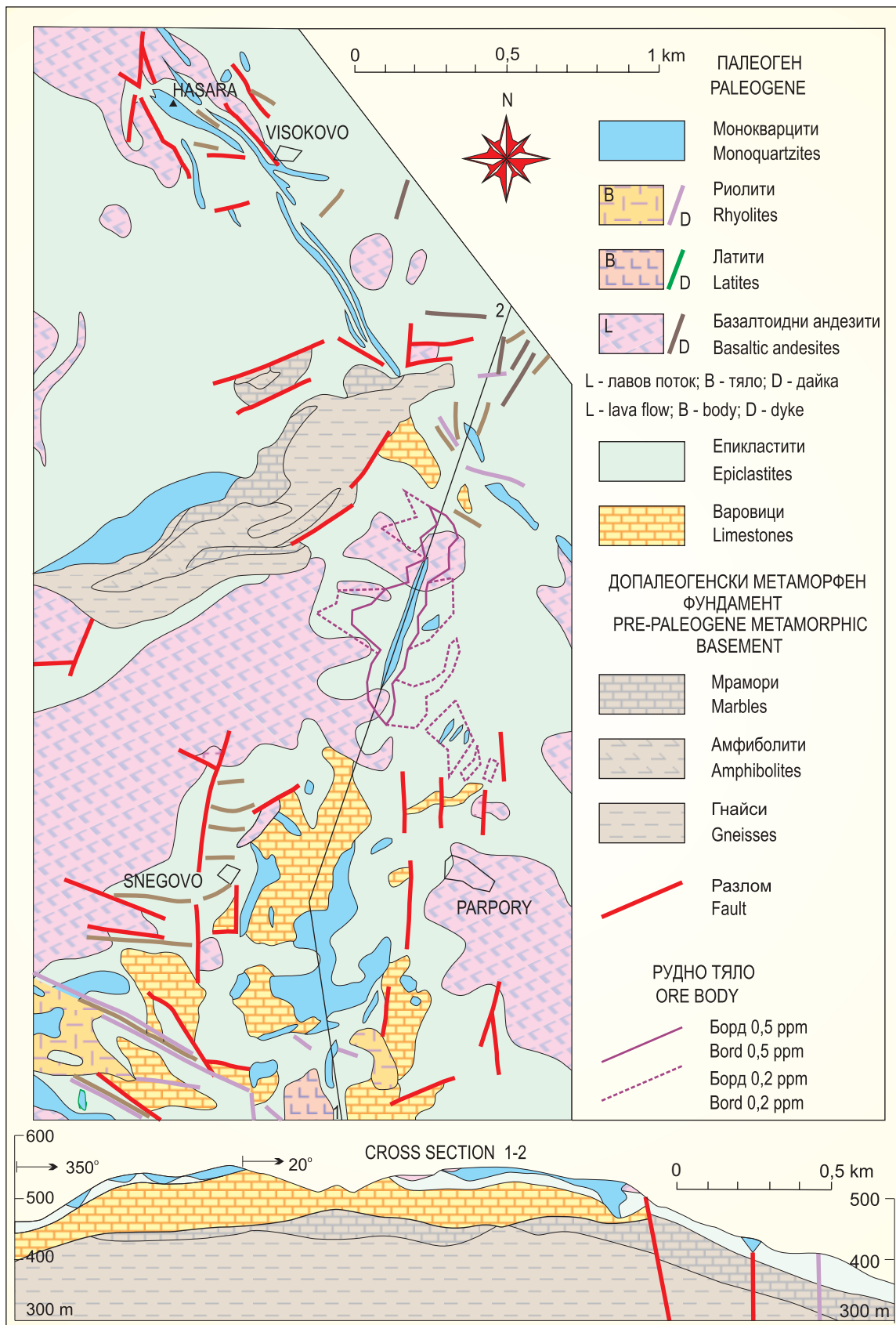
Находище Седефче се разполага в югоизточната периферия на Звездел-Пчелоядското рудно поле, съответно на Звезделския вулкан.

За разлика от полиметалните находища в централните части на рудното поле, които са предимно жилни, рудните тела в находище Седефче са с пластообразна форма, локализирани главно в хоризонта с епикластити. Рудните тела не са с резки видими геоложки граници и са оконтурени по данни от опробването. Районът на находището обхваща субмеридионална ивица с дължина около 2,5 km и ширина около 0,5 km.

Почти в средата на площта се разкрива негоямо петно от метаморфния фундамент (фиг. 44). То е изградено от разнообразни гнайси, амфиболити и мрамори. Над тях се разполагат рифови варовици от мергелно-варовиковата задруга с дебелина до 100 m (приабон). Следват епикластити (вулканогенно-седиментогенна задруга), изградени от алтерниращи пясъчници, мергели, средни по състав пирокластити и андезитови късове (приабон-олигоцен). Дебелината им на места надхвърля 100 m.

В епикластитите са внедрени субвулкански тела и дайки и съответно са покрити от лавови потоци от андезити и базалтоидни андезити от Звезделския комплекс. В южната част на района по ЗСЗ разломи са внедрени дайки и субвулкански тела от латити и риолити от Пчелоядния дайков комплекс.

За находище Седефче е описана аргилизитова асоциация с хидросерицитова (кварц, хидросерицит, серицит), каолинитова (кварц, каолинит, серицит) и монокварцова подзона (отвън навътре; Плющев, 1994). Установява се и „шапка“ от монокварцити.



Фиг. 44. Геоложка карта и разрез на находище Сedefче (по Цонев и др., 1996ф)
Fig. 44. Geological map and cross section of the Sedefche deposit (according to Цонев и др., 1996ф)

Не са установени пропилитова и березитова асоциация.

Късните минерали са развити доста широко и са представени от кварц-халцедон, адулар, каолинит, хлорит и барит. Адуларът преобладава на относително по-дълбоките хоризонти.

Отделят се 5 последователни минерални парагенези (Младенова, 1998).

- *Пиротин-арсенопиритова парагенеза.* Тя е най-ранна и е разпространена повсеместно. Отлагат се пиротин, арсенопирит, халцедон и кварц.
- *Сулфидна (пирит-марказитова) парагенеза.* Изградена е от пирит, марказит, сфалерит, галенит, халкопирит, тетраедрит, фрайбергит, халцедон и кварц.
- *Сулфосолна парагенеза.* Преобладават Pb-Ag и Ag антимонови сулфосоли. Отначало се отделят Pb-Ag сулфоантимониди (от андоритовата серия, оуихейт, диафорит, фрайслебенит), следвани от Ag сулфоантимониди (миаргирит, пираргирит). В края на парагенезата се отлагат арсенопирит, пирит и марказит.
- *Стибнитова парагенеза.* Изградена е от стибнит, самороден As и халцедон.
- *Баритова парагенеза* с кварц и калцит.

За сулфосолната парагенеза Тарасова (1999) описва следните минерали: никелов пирит, бравоит, Ni-Co-Fe сулфоарсениди (герсдорфит, Co- и Sb-герсдорфит, никелов кобалтин), тетраедрит, Ag-тетраедрит, халкопирит, полибазит, галенит, сфалерит, пиротин. По характера на минералните парагенези (наличие на марказит в сулфидната парагенеза и предимно на антимонови сулфосоли в сулфосолната парагенеза) се предполага температурен диапазон на отлагането им в интервала 240–197 °C.

В находище Седефче не е наблюдавано макро- или микроскопски видимо самородно злато или други златосъдържащи фази. Най-вероятно златото в нах. Седефче е с размери <1000 Å и се отнася към т.нар. невидимо злато. Въз основа на установяване на злато в арсенопирит I и в различни морфоложки разновидности пирит и марказит, които са образувани *in situ* в резултат на структурно преустройство на пиротина, се предполага, че златото е било компонент на хидротермалния разтвор на първата парагенеза. То е било включено в структурата на едновременно отложените пиротин и арсенопирит, а след промяната на пиротина

е преминало в пирита и марказита (Младенова, 1998). Възможно е разтворите, довели до отлагането на по-късните минерални парагенези (главно сулфидната и сулфосолната), също да са били златоносни.

Находище Седефче попада в най-високата част на издигнатия блок на фундамента. Благоприятен за разтоварване на хидротермалните разтвори е хоризонтът с епикластити – средни пирокластити и флишки седименти. При екраниращото въздействие на отгоре лежащия лавов поток от базалтови андезити, епикластитите са претърпели интензивна нискотемпературна хидротермално-метасоматична промяна от аргилизитов тип с възникване на вътрешна монокварцова зона. Тези изменени епикластити са най-подходяща среда за отлагане на продуктивната сулфосолна минерална парагенеза с натрупване на Au и Ag. Основен контрол за формирането на находището вероятно са имали субмеридионалните до ССИ разломи (Цонев и др., 1996ф; Георгиев, 2007г).

За находище Седефче са проучени запаси от 3 t Au и 230 t Ag (Милев и др., 2007).

Находище Обичник и околните проявления Друмче, Бодка, Мрянка и Ауста са локализиращи в северната периферия на Звезделския вулкан, респективно в северния фланг на Звездел-Пчелоядското рудно поле (Кунов и др., 2000; Георгиев, 2007д). В района на находището се разкриват епикластити с дебелина над 300 m, които се редуват с андезитови лавови потоци. Сред тях са внедрени няколко субвулкански тела от двупироксенови андезити и базалтови андезити.

Хидротермалните изменения оформят площ, удължена в изток-западна посока, силно разширена в епикластитите. Разграничават се следните основни типове хидротермални метасоматити: пропилигов, аргилизитов (локално проявен) и кварц-адулар-серицитов (Кунов и др., 2000). Най-добре изразеният тип хидротермално изменение е кварц-адулар-серицитовият, с който е свързано и златното орудяване.

Хидротермално изменените скали (и особено по-богатите на кварц) са процепени от пукнатини, които се разсейват в по-пластичните метасоматити от аргилизитов и пропилигов тип. златно-сребърната минерализация е установена само в жилите с посока 120° и 85°, пресичащи богатите на адулар скали. Пукнатините са запълнени от кварц, кадмийсъдържащ сфалерит, среброносен

галенит, взаимно прорасли халкопирит и борнит и спорадично развити тенантит-тетраедрит и енаргит (Petrova, Stanchev, 1994). Златото е самородно и доста неравномерно разпределено сред рудните минерали, кварца и на контактите между тях. Установени са две генерации злато: високо- и нископробно (до електрум). Самородното злато е фино диспергирано (72%), праховидно или дребнозърнесто.

Съдържанието на Au достига 12–15 g/t (максимално 48 g/t), а на Ag – 200 g/t.

Супергенната минерализация достига 100 m дълбочина (Petrova, Stanchev, 1994; Кунов, Мандова, 1997; Kunov et al., 1995; Кунов и др., 2000).

В района се установяват стръмнозападащи жилни, изометрични тръбообразни или субхоризонтални пластообразни рудни тела. Жилите са главно в стръмно западащи северозападни и субекваториални разломи. Те образуват няколко отделни проявления – Друмче, Бодка, Обичник-жилно, Ауста. Проявленията в южната част на площта са оловно-цинкови (Бодка, Ауста). Рудопроявление Друмче в северната част на площта е Au-Ag-полиметално, жилно, с добре проявени два стадия на минерализация – кварц-сулфиден и кварц-сулфосолен (със Au и Ag).

Проявленията от уран-полиметален хидротермален тип Пчелояд и Птичар се установяват съответно в ЮИ и СЗ част на Звездел-Пчелоядското рудно поле. Урановите минерализации са от хидронастуран и уранови чернилки, придружени с полиметална минерализация. В проявление Пчелояд съдържанията на уран достигат 0,76% (Драгоманов и др., 1994ф).

През втората половина на миналия век от находищата в Звездел-Пчелоядското рудно поле са добити около 60 хил. тона олово и 80 хил. тона цинк (Милев и др., 1996). За златно-полиметалните находища от рудното поле са доказани запаси от около 5 тона злато (Милев и др., 2007).

4.1.2.2.3. Други орудявания

Урановото инфилтрационно проявление Мумулка е локализирано в землището на с. Перуника. Орудяването е вместиено в приабонски пясъчници. Рудното тяло се следи в продължение на 200 m с дебелина 0,4–0,6 m. В района на проявлението се установяват и рудокласти с късове до

1 m. Това са диафторизирани шисти и гнайси, в които наред с другите скалообразуващи минерали се установяват метаморфен албит, графит, пирит, халкопирит, ковелин, уранинит и настуран. По-ранната уранинит-настуранова минерална парагенеза е отложена по шистозността, а по-късната настуран-халкопиритова – в коси жилки. Пластът с рудокласти е на около 200 m под инфилтрационното пластообразно тяло и е локализиран сред червените груботеригенни еоценски скали (Драгоманов и др., 1994ф).

Няколко проявления и аномални участъци от *уранови вулканогенно-седиментни орудявания от уран-желязо-фосфатен тип* се установяват в Джебелското понижение и неговата периферия – Овчево, Църквица, Воденичарско, Плазище, Душинково. От този тип са и минерализациите в аномален участък Равен, локализиран сред риолитовите пирокластични на Равенския комплекс в Нановишката калдера. В някои от тях е развита значителна *супергенна слюдена минерализация от отунит ± торбернит* (Драгоманов и др., 1994ф).

Сред вулканските скали на средните по състав Калабашки, Рабовски и Звезделски комплекс са локализирано множество *проявления на ахати и ясписи*. Между селата Глухар и Пепелище южно от гр. Кърджали се намира най-известното проявление на ахати в нашата страна. Ахатите са хидротермални, миндален тип, свързани с Рабовския латит-андезитов комплекс. Находките са главно разсипни в третата надзаливна тераса на р. Върбица. Миндалите обикновено са с диаметър до около 10 cm, но се откриват и с размери до 30–40 cm. Повечето миндали са изпълнени с ивичест халцедон по периферията и кварцови кристали във вътрешните си части, понякога с аметист.

Със средните по състав вулкански скали, главно от Дамбалската група, са известни още много проявления и индикации на ахати. Те нямат икономическа стойност и са обект на интерес главно на геолози и лапидари.

С трахириодацитовите тела от Светиилийския комплекс също асоциират проявления на перлити – проявление Свети Илия.

4.1.3. Златоустовски руден подрайон

Този руден подрайон съвпада със Златоустовското понижение. Последното се формира около

източната част на Златоустовската дислокация (Georgiev, 2002). То заема площ от около 1200 km² (фиг. 45). Това понижение включва Маджаровското стъпало, Бряговско-Вълчеполското понижение, Ибреджекския хорст и Лозенското понижение като структури от по-висок ранг.

Понижението приблизително съвпада с Ардинската вулканска ивица на Иванов, Р. (1960) или Маджаровското понижение на Боянов (1971б). В района на тази структура Боянов и др. (1992) отделят Маджаровско понижение, Бряговско-Вълчеполско понижение, Ибреджекска хорст-антиклинала и Лозенско понижение.

4.1.3.1. Геоложки строеж

В северната периферия на Златоустовското понижение се разкриват Бисерската блоково-брекчоконгломератна и лежащата над нея Лешниковска пясъчливо-конгломератна свита на Крумовградската група (Горанов, Боянов, 1996). Над тях последователно се отделят брекчоконгломератна, въгленосно-пясъчлива, мергелно-варовикова и вулканногенно-седиментогенна задруга. Сумарната дебелина на палеоценските и еоценските седименти достига до 1000–1500 m.

Тези седименти се пресичат и покриват от обилно количество вулкански скали. В Златоустовското понижение се засебяват два ареала на разпространение на вулканизма.

В района на Маджаровското стъпало (най-южната част на понижението) вулканитите са със среден състав и изграждат Маджаровския вулкан (Иванов, Р., 1960) и няколко по-малки сателитни вулкански построики (фиг. 46, 47). Тук се обосо-

бвява Маджаровската средна магматична група. В нея се отделят отдолу нагоре Кочашки шошонитов, Главанашки латитов, Габеровски кварц-трахитов и Ардински дайков комплекс, както и Маджаровски монцонитоиден плутон.

Другият вулкански ареал е локализиран около източната периферия на Златоустовската дислокация. Вулканските скали тук са изключително с кисел състав. Те изграждат Лозенския вулкан, Светамаринския вулкан и Шейновския блок. Тук се отделя Златоустовската кисела магматична група с Мезекски риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекс.

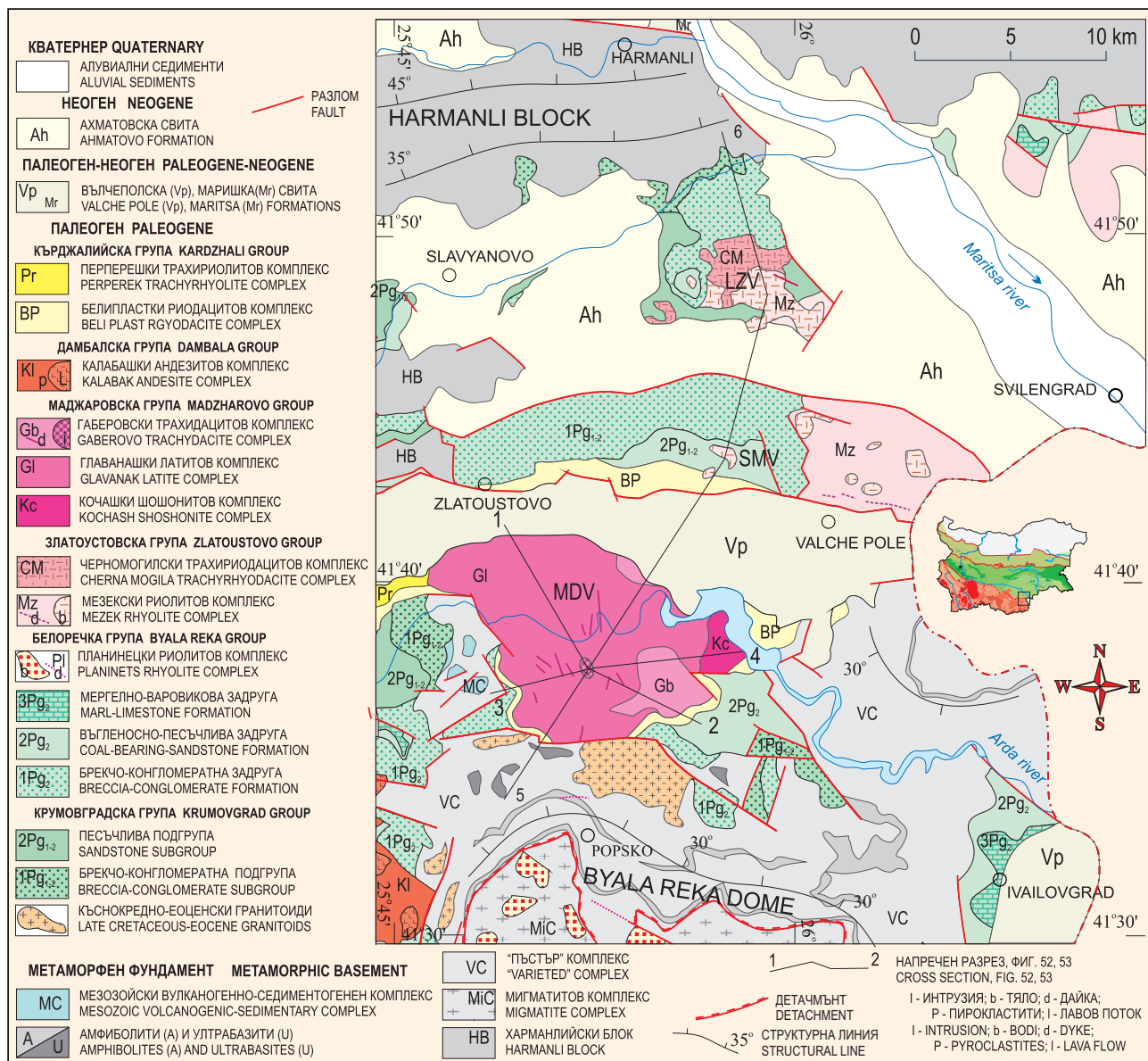
Всички тези скали се покриват в Бряговско-Вълчеполското понижение от седиментите на Вълчеполска свита (олигоцен-миоцен). В най-северната част на понижението върху тях лежат материалите на Ахматовската свита (неоген).

Златоустовската дислокация (Карагюлева, 1956ф) е първоразрядна разломна структура в Източните Родопи. Следи се в продължение на около 50 km, като на изток излиза извън пределите на България, на територията на Гърция. В западната си част (Кърджалийския регион) тя е със северозападна посока, а в централната и източната ѝ част е със субекваториална посока (фиг. 7, 24, 45).

Тази дислокация разделя Родопския масив на ЮЮЗ от Харманлийския блок на Сакарската единица на ССИ. Метаморфният фундамент на ЮЮЗ от нея е с късноалпийски метаморфизъм, а на ССИ – с мезозойски. Боянов (1971а) разглежда тази дислокация като повърхностна изява на дълбочинна сутурна линия (Протомаришки шев) между Средногорската и Родопската зона.



Маджаровски вулкан Madzharovo volcano



Фиг. 45. Геоложка карта на Златоустовското понижение (по Георгиев, Милованов, 2007)
Fig. 45. Geological map of the Zlatoustovo depression (according to Георгиев, Милованов, 2007)

В най-западната ѝ част по нея е локализиран Зорнишкият грабен. В Кърджалийския регион в нея е внедрена Голямата дайка от Белипласткия риодацитов комплекс с дължина около 10 km и ширина до около 1 km. По нея е локализиран и Лясковецкият вулкан. В източната ѝ част, в района на с. Вълче поле, по нея е внедрена една дайка от Мезекския риолитов комплекс с дължина 5–6 km (разместена). В по-локален аспект тя разделя седиментите на Вълчеполската свита (олигоцен-миоцен) на юг от метаморфните фрагменти, палеогенските седиментни и вулкански скали на север (фиг. 45, 49).

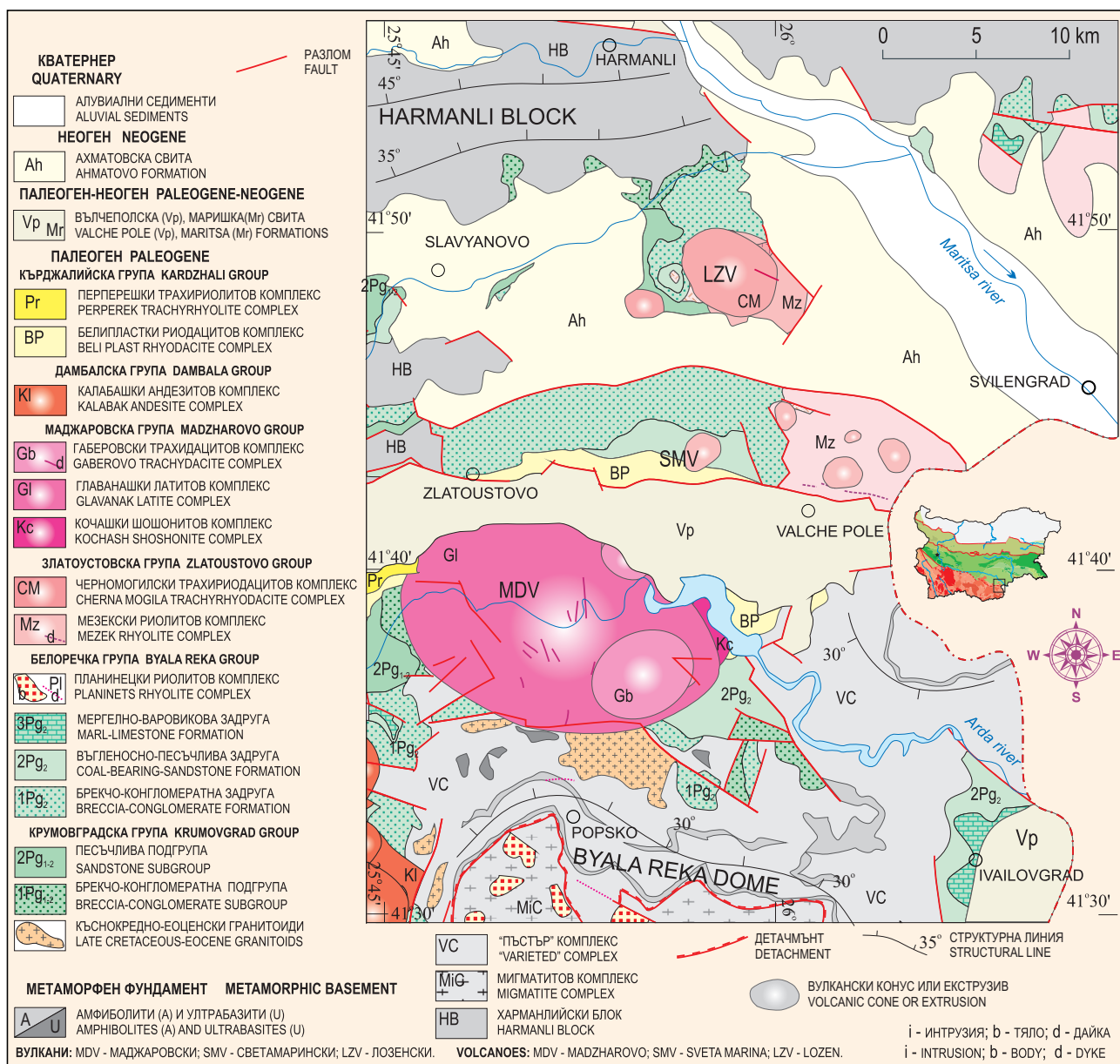
Движенията по Златоустовската дислокация са нееднозначни и вероятно многоактни. Потънал

е ЮЮЗ блок (Брягвско-Вълчеполско понижение). Обикновено разломните структури от нея са наклонени на ЮЮЗ и представляват типични разседи. В някои случаи обаче те обръщат страната на наклона на ССИ и се превръщат във възседи или дори възсед-навлаци.

На места разломните структури преминават в неголеми (1–2 km) флексури.

Златоустовската дилокация е разкъсана от множество напречни ССЗ и ССИ структури. Тези размествания обикновено не превишават 1–2 km.

Маджаровското стъпало (Маджаровско понижение; Боянов, 1995) се разполага в най-южната част на Златоустовското понижение. То включ-

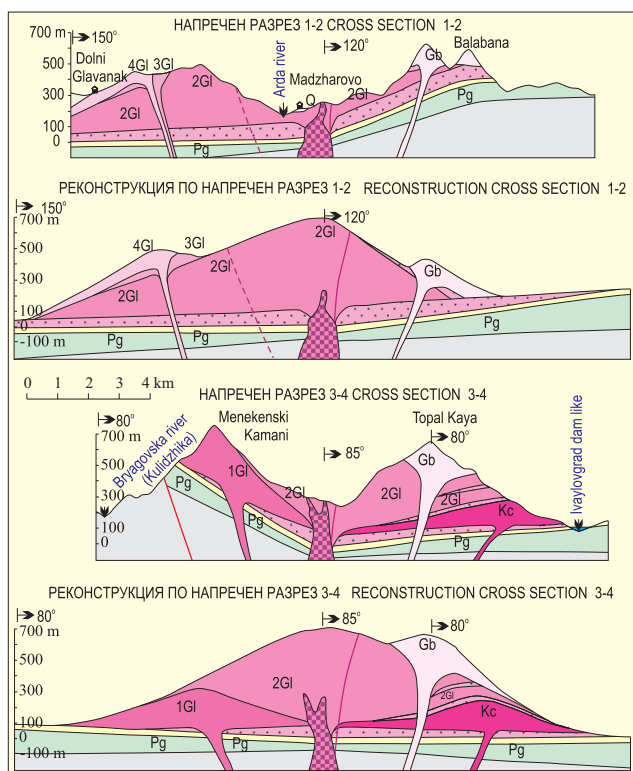


Фиг. 46. Вулканоструктурна карта на Златоустовското понижение
 Fig. 46. Volcanostructural map of the Zlatoustovo depression

ва Маджаровския вулкан и постилащите го палеоценски и еоценски седименти. Южната, източната и западната му граница с Белоречкия купол се бележат от разсеци със субекваториална, СЗ, ССЗ и ССИ посока. В западната му част се разполага Мечоухият клин от метаморфния фундамент, който го разделя от Момчилградското понижение (фиг. 48, 49). Северната му граница с Бряговско-Вълчеполското понижение се бележи от трансгресивната граница между палеогенските седиментни и вулкански скали от юг и седиментните скали на Вълчеполската свита на север. Използван е терминът „стъпало“, понеже то заема междинно

хипсометрично ниво между метаморфния фундамент на Белоречкия купол на юг и Бряговско-Вълчеполското понижение на север.

Бряговско-Вълчеполското понижение (Боянов и др., 1992) е изпълнено със седиментите на Вълчеполската свита. То е изтеглено в субекваториална посока, като в западната си част завива в СЗ посока. Това е една силно асиметрична структура (фиг. 48, 49). В южната ѝ част седиментите на Вълчеполската свита залягат сравнително монотонно на север под ъгъл 20–30°. В северната ѝ част пластовете често са субвертикални, изправени около Златоустовската дислокация.



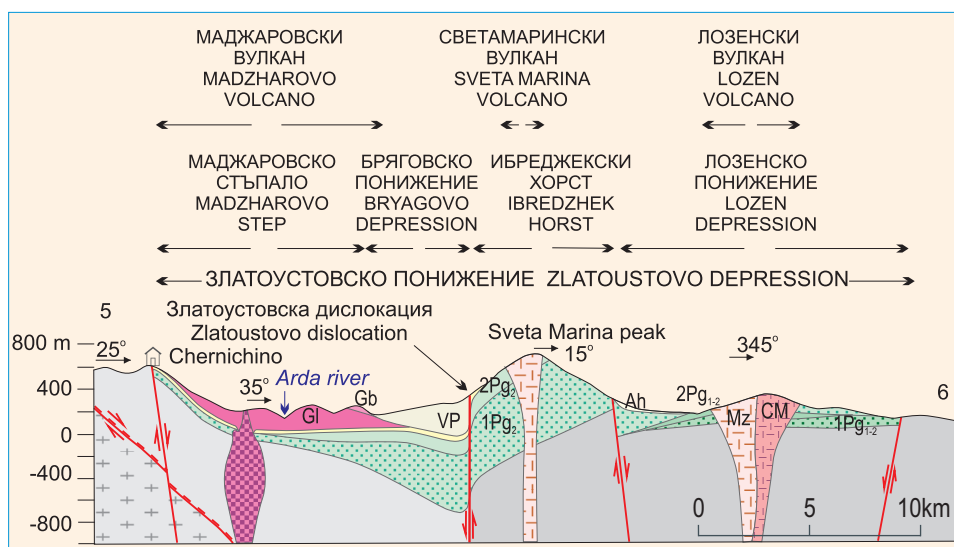
Фиг. 47. Напречни геоложки разрези 1-2, 3-4, фиг. 45
 Условни знаци, както на фиг. 45, 51
Fig. 47. Geological cross sections 1-2, 3-4, Fig. 45
 Key see in Fig. 45, 51

Ибрѐдѐжеският хорст е описан от Боянов и др. (1992) като Ибрѐдѐжеска хорст-антиклинала. Това е паралелна на Бряговско-Вълчеполското понижение позитивна структура (фиг. 48, 49). Двете

структури се разделят от Златоустовската дислокация. Северната граница на хорста се бележи от субекваториална дъговидна разседна разломна зона без утвърдено наименование (Върбовска зона?). Хорстът е изграден от приабон-олигоценски седиментни и вулкански скали и фрагменти на метаморфния фундамент. Седиментните и пирокластичните скали затъват сравнително монотонно на юг под ъгъл 30–40° и формират една моноклинала, макар и усложнена от локални флукутации. В съвременния геоморфоложки план този хорст оформя положителна удължена структура – рида Гората.

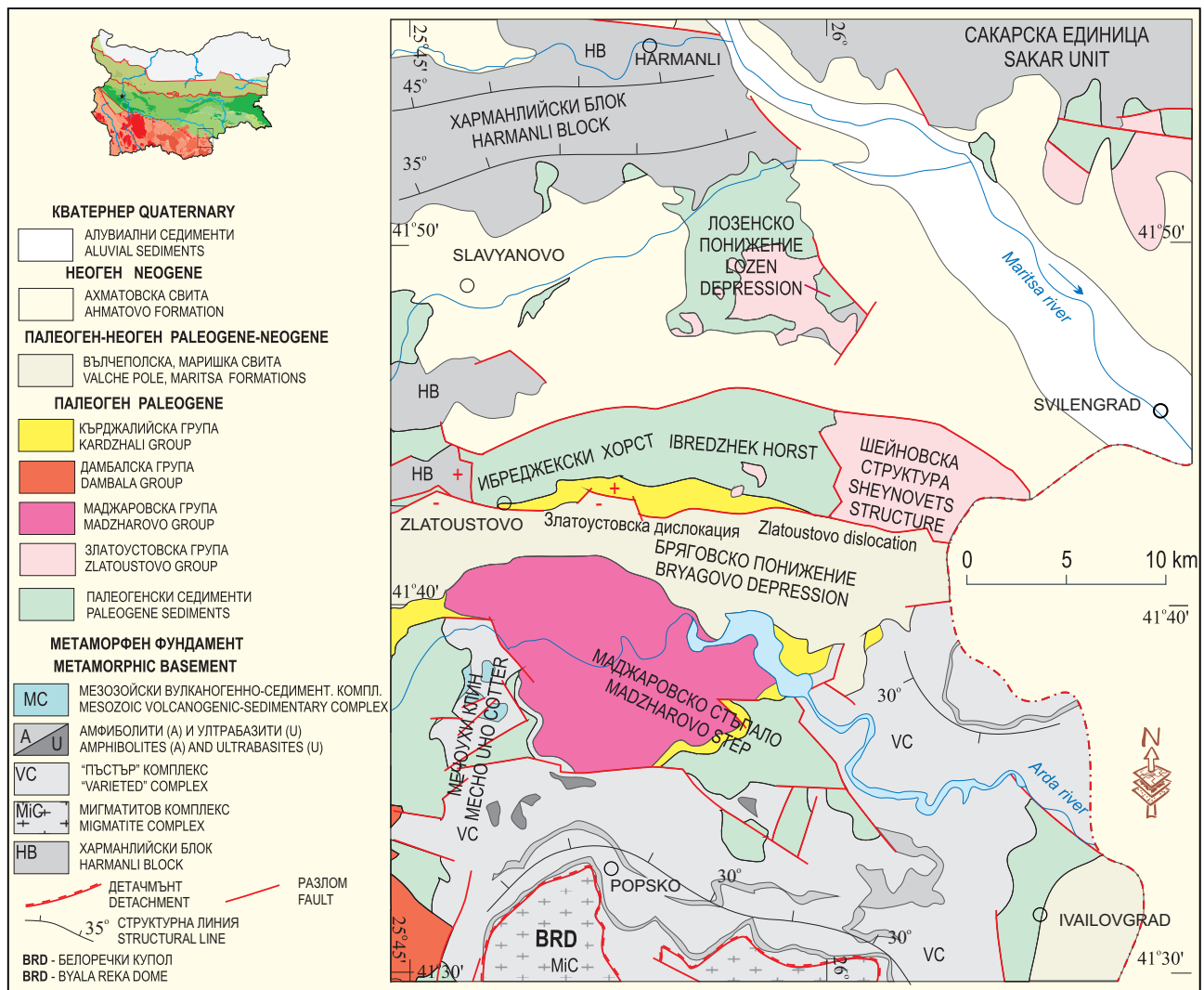
Шейновският блок е изграден главно с пирокластични и единични екструзивни тела от Мезекския риолитов комплекс. Yanev (1995) го описва като калдера, но няма убедителни данни за това. Той се установява в най-източните части на Ибрѐдѐжеския хорст и е елемент от него (фиг. 49).

Лозенското понижение (Боянов и др., 1992) има приблизително изометрична форма. Изградено е от теригенни палеоценски и еоценски седименти и продуктите на Лозенския вулкан. То има особена позиция. Разположено е върху метаморфния фундамент на Хармалийския блок, който е фрагмент от Сакарската единица (фиг. 48, 49). Лозенският вулкан обаче е от типа на късноекстензионния магматизъм на Източните Родопи.



Фиг. 48. Напречни геоложки разрез 5-6, фиг. 45
 Условни знаци, както на фиг. 45.
Fig. 48. Geological cross section, 5-6, Fig. 45
 Key see in Fig. 45.

Маджаровският вулкан (Иванов, Р., 1960) е елиптична щитовидна постройка с размери 15/10 km, изтеглена в ЗСЗ посока (фиг. 46, 47). Изграден е от шошонити, базалтоидни андезити, латити и трахидацити от Маджаровската магматична група. В снагата на Маджаровския вулкан са локализирани множество дайки от базалтоидни трахиандезити, базалтоидни андезити и латити. Повечето от тях са радиални, но част от дайките са ориентирани незакономерно. В маг-



Фиг. 49. Тектонска схема на Златоустовското понижение

Fig. 49. Tectonic sketch of the Zlatoustovo depression

меня канал на вулкана е внедрен комагматичен монзонитоиден плутон. За построяване на геоложката основа на фиг. 56 е ползвана и картата на П. Марчев в Marchev, Singer (2002).

Лозенският вулкан (Янев и др., 1975; Белишки вулкан, Иванов, Р., 1960) е сложно устроена вулканска постоянка с диаметър 5–6 km (фиг. 46, 48). Изграден е от скалите на Мезекския риолитов, Черномогилския трахириодацитов и Планинецкия риолитов комплекс. Харковска и др. (1981) и Янев и др. (1989) разглеждат този вулкан като многоосева, полифазова и полифащиялна постройка, усложнена от калдерна структура.

Светамаринският вулкан (Янев и др., 1975) е неголяма (~1 km) вулканска постройка, изградена от риолитите на Мезекския комплекс (фиг. 46).

4.1.3.2. Металогенни аспекти

4.1.3.2.1. Маджаровско рудно поле – Au, Pb, Zn

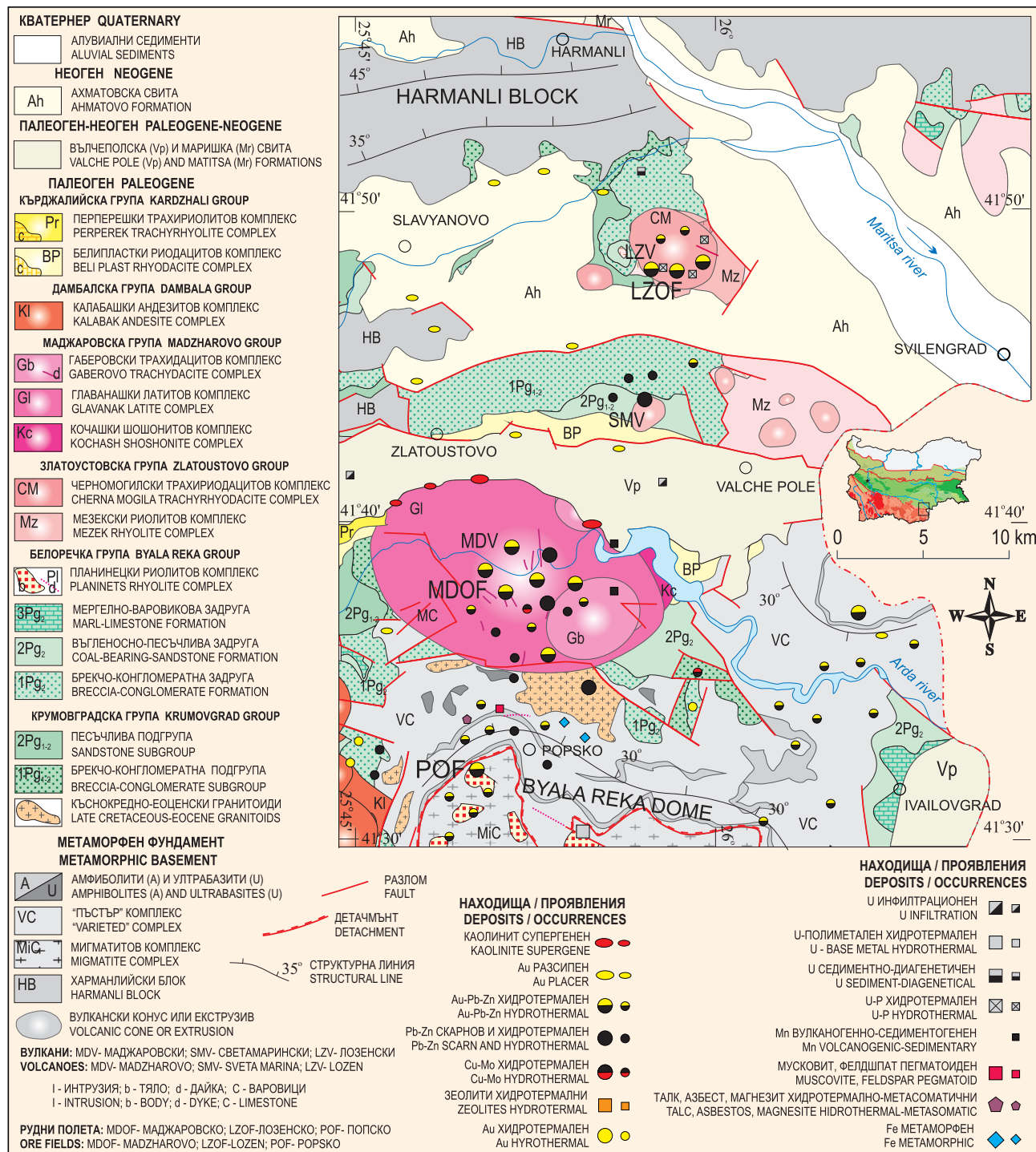
Рудното поле асоциира пространствено и генетично с Маджаровския вулкан (фиг. 50, 51).

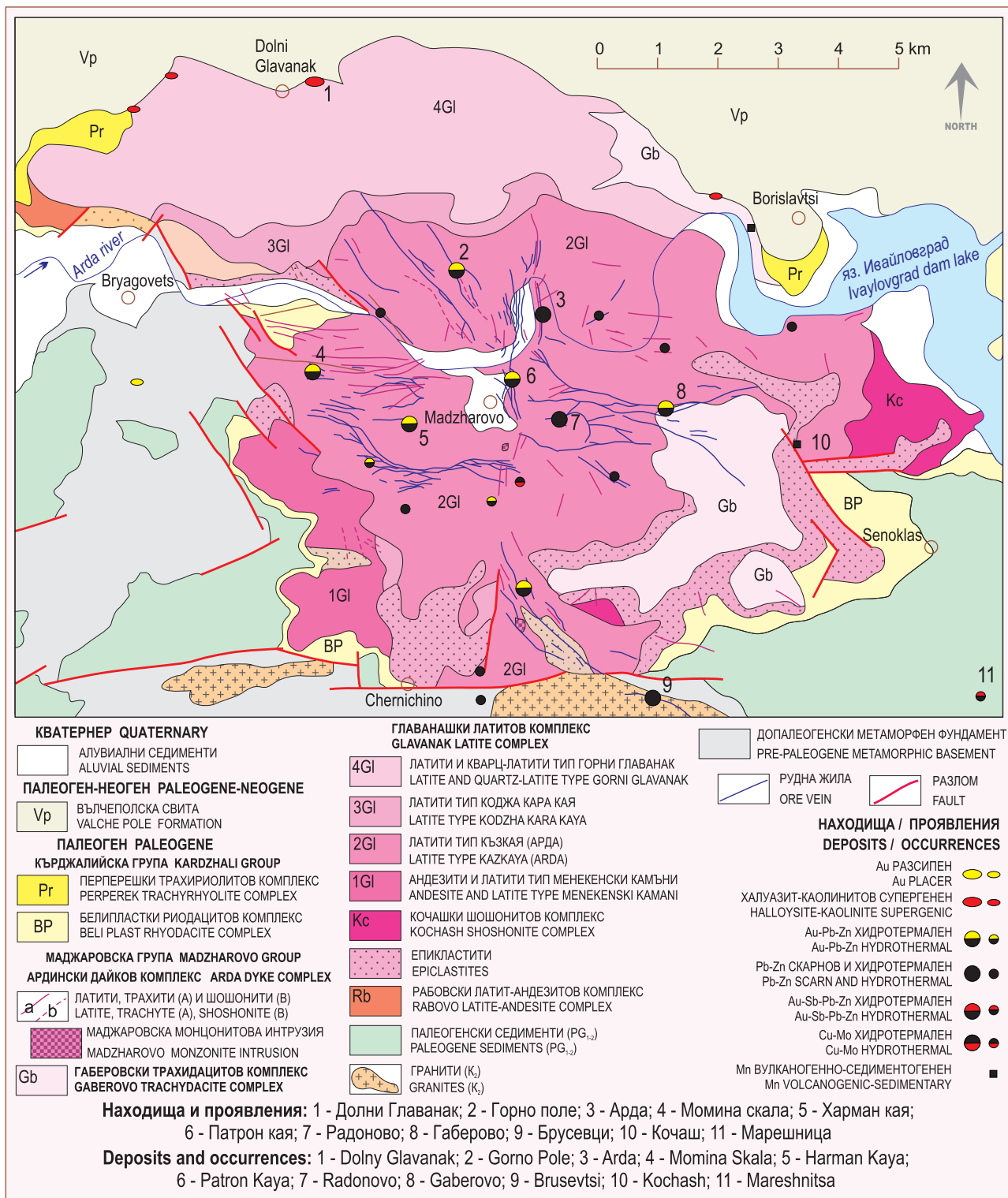
Атанасов, А. (1959) отделя четири групи разломи: субекваториални (80–100°); ССЗ (320–340°); субмеридионални (350–10°) и ССИ (20–40°). По късно Гергелчев (1974а, б) отделя осем групи рудовместващи разломи: ССИ (21–31°); 3СЗ (291–308°); ССЗ (342–350°); ИСИ (60–75°); СЗ (316–330°); СИ (41–54°); север-южни и субекваториални (262–281°). Всъщност рудовместващите разломи са предимно радиални по отношение на Маджаровския вулкан, но доминират тези със западна, 3СЗ, ССИ и ССЗ посока. Те са предимно

дречноамплитудни разсеци с разместване до 100 m. Рудните жили са стръмни (70–90°). Средната им дебелина варира от 0,8 до 1,3 m, но има раздуви и до 30 m. Дължината им е от няколко десетки метра до около 3 km. Вертикалният диапазон на някои жили превишава 800–900 m (Бресковска, Гергелчев, 1988a). Голяма част от жилите асо-

цират с дайки (фиг. 51). В границите на рудното поле са установени повече от 140 кварц-сулфидни жили, но не всички имат промишлено значение.

Доминиращите хидротермални изменения на вулканските комплекси са от пропилитов, кварц-серицитов, адулар-серицитов (нискосулфидизиран) и алунит-диаспоров (високосулфидизиран)

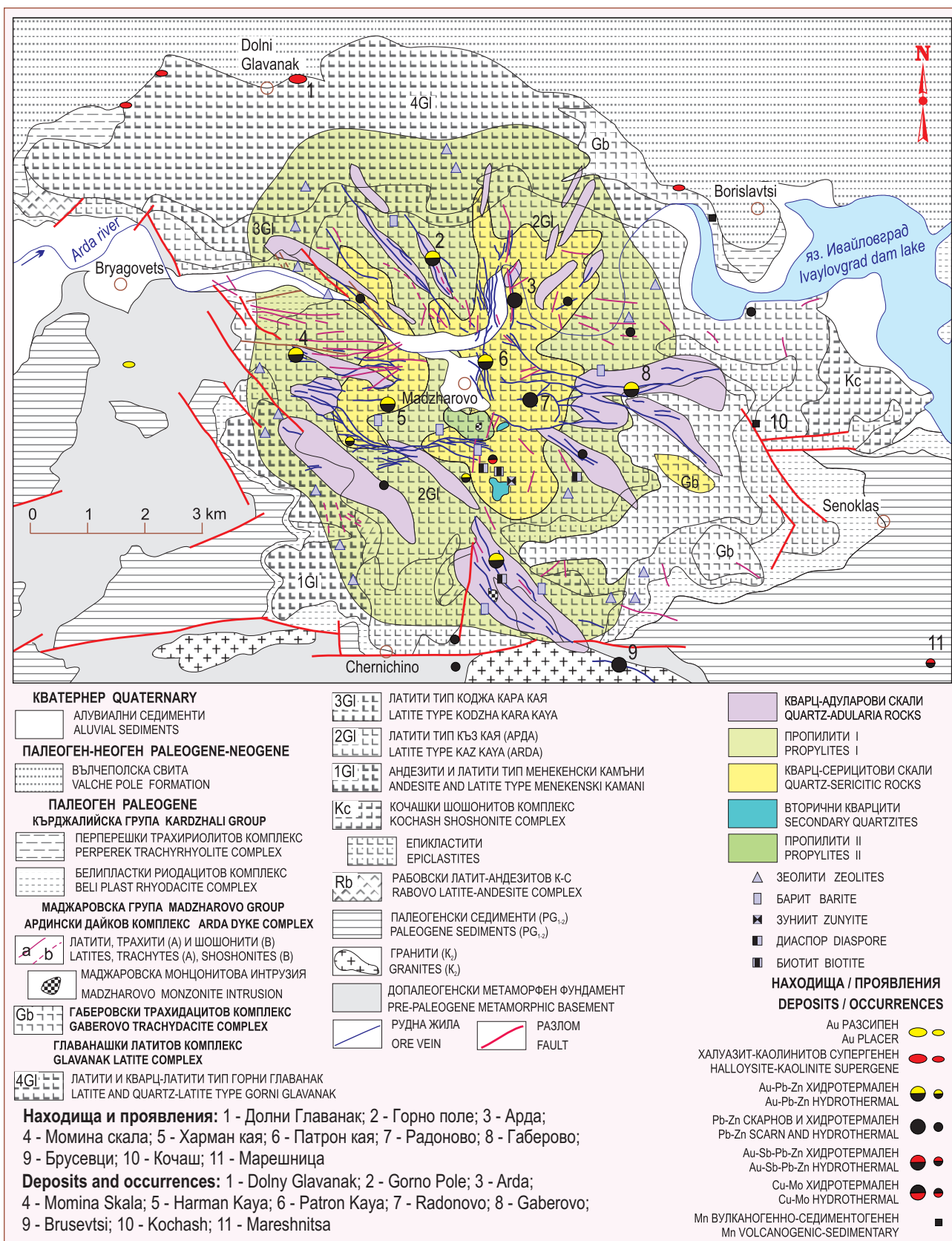




Фиг. 51. Металогенна карта на Маджаровското рудно поле
Fig. 51. Metallogenetic map of the Madzharovo ore field

тип (Радонова, 1960; Атанасов, А., 1962; Илиев, Бресковска, 1979; Велинов и др., 1977; Velinov, Nokov, 1991; Velinov et al., 2007). Бресковска, Гергелчев (1988а) и Marchev et al. (1997, 2005) описват и разположени по-ниско калиеви изменения.

Диаспор- и зунитсъдържащите алунинови кварцити са разположени в най-високата част на Шиш тепе (фиг. 52). Те оформят неправилно петно, накъсано от наложени разливни деформации. Кварц-серицитовите скали се разкриват встрани



Фиг. 52. Металогенна карта на Маджаровското рудно поле с метасоматични изменения на скалите (по Velinov, Nokov, 1991)

Fig. 52. Metallogenetic map of the Madzharovo ore field with metasomatic altered rocks (according to Velinov, Nokov, 1991)

от вторичните кварцити, обхващат значителни площи и покриват по-голямата част от рудното поле. Пропилитите се разполагат главно по периферията на рудното поле и неговата непосредствена околност. Очертава се отчетлива концентрична зоналност в разпространението на площните хидротермални промени – вторични кварцити в централните части → кварц-серицитови скали → пропилити в периферните части (Velinov, Nokov, 1991; Velinov et al., 2007; фиг. 52).

Разпространението на кварц-серицит-адуларовите скали е издържано на значителни площи. Те се налагат като собствено околорудни изменения на площните метасоматити. Най-добре се проследяват в участъците Чатал кая, Гюрген дере и Габерово (Velinov, Nokov, 1991). В посока към неизменените скали намалява количеството на кварца и на адулара. В изменените скали основни хидротермално-метасоматични минерали са: серицит, адулар, кварц. Тези изменения са концентрирани около рудоносните разломи главно в по-високите им части (Velinov, Nokov, 1991; Rice et al., 2007).

Минералният състав и стадиите на минерализация в Маджаровското рудно поле са обект на изследване от редица изследователи – Радонова (1960), Атанасов, А. (1962), Илиев, Бресковска (1979), Бресковска и др. (1976, 1984). За хипогенния етап се отделят следните стадии на минерализация (Бресковска, Гергелчев, 1988а):

- **зеолитизация;**
- **пропилитизация** (епидот, хлорит, карбонат ± албит);
- **вторични кварцити;**
- **калиевоалкални метасоматити** (кварц, К-фелдшпат, хлорит, албит);
- **хлоритизация;**
- **кварц-пирит-халкопиритов;**
- **кварц-хематит-хлоритов** (+тюрингит, злато, пирит, галенит, сфалерит);
- **кварц-сулфиден** (галенит-сфалерит-халкопиритова парагенеза със селенсъдържащи бисмутинит, витихинит, крупкаит, айкинит, бериит, емплектит; галенит-сфалеритова парагенеза; англезит, барит);
- **кварц-халцедон-сулфосолен** (кварц, халцедон, аметист, барит, злато, Ag-Sb-, Pb-Sb- и Cl-сулфосоли, Ag-тетраедрит, хипогенни надорит и англезит, акантит, сребро, антимон, аурустибит);
- **карбонатен;**

- **фосфатен** (вавелит, пироморфит);
- **зеолитов.**

По-късно Breskovska, Tarkian (1993) разделят кварц-халцедон-сулфосоления стадий на кварц-барит-халцедонов с Sb-сулфосоли и кварц-As-сулфосолен стадий.

В Маджаровското рудно поле се описва молибденова минерализация в кварц-адуларовите метасоматични скали (Malinov, Nokov, 1984; Ноков, Малинов, 1993). Тя е представена от ендегенен вулфенит и молибденит. Количеството на молибдена е непостоянно и се намира в пряка зависимост от съдържанието на главните рудни компоненти (Au, Ag, Pb, Zn, Cu).

Желев (1997ф) и Marchev et al. (1997) описват щокверков тип Cu-Мо минерализация, подобна на тази в Спахивското рудно поле.

Рудните жили имат добре изразена вертикална пулсационна зоналност (Атанасов, А. 1962; Гергелчев, 1974б; Киров и др., 1963, Маврудчиев и др., 1965; Илиев, 1980; Георгиев и др., 2001). Тя се изразява в отлагане на по-ранните парагенези в дълбоките хоризонти на рудните жили, а в по-високите хоризонти – на по-късните парагенези. Най-рано в ниските части на жилите са отложени пирит и халкопирит от кварц-пирит-халкопиритовия стадий. Над него се разполага златоносният кварц на хематит-хлоритовия стадий, следван от мощно проявление в полето кварц-сулфиден стадий. Горните нива на жилите са заети от минералите на кварц-халцедон-сулфосоления стадий (Бресковска, Гергелчев, 1988а).

Концентричната (хоризонталната) зоналност (Гергелчев, 1974б; Бресковска и др., 1976) се представя по следния начин: Cu (Мо) → Si, Au, Fe → Si, Pb, Zn, Cu, Bi, Ag, Sb, Ga (Au) → Si, Au, Ag, Ba (Pb), (Zn). Илиев (1980) обяснява тази зоналност като проекция върху равнина на сферична зоналност.

Оксидационната зона е развита неравномерно до 250–300 m дълбочина. Доказани са около 50 супергенни минерала – самородни елементи, сулфиди, оксиди и хидрооксиди, силикати, фосфати, сулфати и карбонати на Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, Al, Si (Бресковска, Гергелчев, 1988а). Изчислените запаси от злато са главно от оксидационни руди.

Физикохимични параметри. Използвайки като минерална термометрия двойките алуни-пирит и

кварц-мусковит, както и заместването на алуни от вудхаузет и сванбергит, Rice et al. (2007) предполага температурен интервал на формиране на площните високосулфидни изменения от 350 до 280 °C.

Температурният интервал на отлагане на рудоносната минерализация се определя на 270–180 °C. За кварц-хематит-хлоритовия стадий е между 270–260 °C. За кварц от рудоносния кварц-сулфиден стадий – 255–230 °C, а за кварц-халцедон-сулфосолния стадий – 230–170 °C (Петров, Бресковска, 1982; Бресковска, Гергелчев, 1988а; Ноков, Христова, 1994). Breskovska and Tarkian (1993) определят за кварц-галенит сфалеритовия и за кварц-барит-халцедоновия с Sb-сулфосоли стадий температурен интервал 300–250 °C. Rice et al. (2007) описват по-широк температурен интервал на минерализация 320–160 °C, но със средни стойности 251, 242, 223 и 214°C съответно за кварц-галенит-сфалеритовите, кварц-баритовите, стерилните кварцови и кварц-пиритовите жили.

Състав на флуидите. Рудоносните разтвори са с ниска обща соленост (3,0–4,8 wt.% NaCl_{eq}) и състав от типа NaCl–KCl–H₂O (Ноков, Христова, 1994). Rice et al. (2007) измерват по-широк диапазон – ниско до средносолени 1–8 wt.% NaCl_{eq}. За кварц-галенит-сфалеритовия и за кварц-барит-халцедоновия с Sb-сулфосоли стадий Breskovska and Tarkian (1993) измерват до 18,7 wt.% NaCl_{eq}.

Източник на флуидите. Използвайки данните за δ¹⁸O и δD на флуида, на базата на изследване на каолинит, алуни и серицит от *високосулфидните изменения*, Lerouge et al. (2006), Velinov et al. (2007), Rice et al. (2007) предполагат *предимно магматична вода* при образуването на тези изменения. Въз основа на данните за барит и кварц от Pb-Zn жили Rice et al. (2007) предполагат *метеорно-магматичен източник* за флуида, отложил полиметалното орудяване. В заключение се стига до извода, че магмените флуиди доминират при по-високотемпературните високосулфидни асоциации, докато флуидът, отговорен за средните сулфидни асоциации, съдържа значително доминиращо участие на метеорни води.

Изотопен състав и източник на сярата. Сулфидите от жилите и измененията имат стойности на δ³⁴S от –1 до +7‰ (Rice et al., 2007). Скалите от метаморфния фундамент в района на Маджарово

имат δ³⁴S от –6,8 до +4,8‰. Средните по състав вулкански скали от Боровишкия район показват стойности на δ³⁴S между –9,9 и +8,2‰, като повечето анализи са с положителни стойности. Сравнението между трите стойности показва широка степен на застъпване. На базата единствено на тези данни не може да определи дали сярата е магмен дериват, или е ремобилизирана от метаморфните скали. Данните са съвместими и с двата източника.

Стойности на δ³⁴S от барит и алуни варират между +20 и +25‰. Rice et al. (2007), като вземат предвид и стойностите на δ¹⁸O_{SO4} и δD в изследвания алуни, предполагат магматичен източник на сулфатната сярата. Смятат, че в дълбоките части на минерализираната система на Маджарово отношението H₂S/SO₄ е било високо и поради това доминират сулфидите. Във високите части на системата това отношение е било ниско, което довежда до отлагането на барит и алуни.

Източник на стронция. Данните от ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопни анализи на неизменени вулкански и плутонични скали попадат между 0,70775 и 0,70863 (Marchev et al., 2002). В образци от биотитов и биотит-мусковитов гнайс от фундамента са измерени стойности на това отношение 0,71170–0,73173.

Стойностите на ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения на баритни образци от полиметалните жили варират в интервала 0,70854–0,70955 (Marchev et al., 2002) и лежат между изотопните стойности на терциерните магматични скали и скалите от фундамента. Тези данни индикират, че стронцият е смес предимно от магматичен източник и в подчинено количество от метаморфния фундамент.

Възраст на магматизма и орудяването. Проведените Ar/Ar датировки показват, че Маджаровският вулкан се е формирал между 32,7 и 32,2 Ма (Marchev, Singer, 2002). Монцонитоидният щок и трахитовите дайки се образуват в интервала 32,2–32,1 Ма. За адулара от кварц-серицит-адуларовите изменения, съпровождащи Au-полиметалната минерализация, се определя възраст 32,09±0,21 Ма. Тези данни показват, че жилното орудяване е отложено не по-късно от 200 ka след последните магмени изяви.

От 50-те години докъм края на миналия век от находищата в Маджаровското рудно поле са доби-

ти около 137 хил. тона олово, 71 хил. тона цинк и 917 kg злато (Милев и др., 1996). В рудното поле са доказани запаси от около 14,6 тона злато и 27 тона сребро. Добивът в момента обаче се смята за икономически неизгоден.

4.1.3.2.2. Лозенско рудно поле – Pb, Zn, Cu, Ag (Au?)

То е локализирано сред Лозенския вулкан (фиг. 50). Установени са три находища (Попи-Ропи, Еремичи дупки, Маданя–Чинаря) и три индикации.

Рудните тела са стръмнотпадащи жилородни зони с жилково-впръснати и жилни орудявания и полегати пластообразни залежи около границата между седименти и вулканити с жилково-впръснати орудявания (Гергелчев, 1973; Гергелчев, Йосифов, 1974; Бресковска, Гергелчев, 1988б). Преобладаваща посока на рудните тела е субекваториалната.

Площните изменения на вместващите скали се изразяват в беризитизация (кварц-серицит-хлоритов фацис), аргилизация (каолинит-монтморилонитов фацис) и пиритизация (Бресковска, Гергелчев, 1988б).

На тях се налагат околорудни изменения с малка дебелина, сред които се отделят кварц-хидрослюда-пиритов, кварц-хидрослюда-анкерит-пиритов и кварц-монтморилонит-хлорит-калцитов тип (Гергелчев и др., 1983, 1984).

В рудообразователния процес се отделят следните стадии (Бресковска, Гергелчев, 1988б):

- *кварц-сулфиден* (пирит, галенит, сфалерит, халкопирит, злато, тетраедрит);
- *кварц-баритов със злато* (+галенит, сфалерит, пирит, хематит, злато, електрум, самородно сребро);
- *карбонатен* (калцит, доломит, анкерит).

За околорудните хидротермални именения (беризитизация и аргилизация) се определя температурен интервал 360–280 °С, за кварц-пиритовата парагенеза – 350–300 °С, кварц-сулфидния стадий – 260–250 °С, за карбонатния стадий – 180–145 °С и за сулфатния стадий – 105–80 °С (Кръстева, Антимова, 1976; Богданов, К. 1983; Бресковска, Гергелчев, 1988б).

Наблюдава се хоризонтална зоналност в разпределението на орудяването – вътрешна Cu-Pb-Zn зона, междинна Pb-Zn зона и периферна Au-Ag зона (Гергелчев и др., 1977; Богданов, К., 1983).

В рудното поле се установяват аномални уранови участъци от *уран-фосфорния хидротермален тип* – Градището, Лозен и Черна могила (Драгоманов и др., 1994ф). Рудната минерализация в тях е представена от урансъдържащ флуор-апатит и Са-Р-молибдат.

В Лозен и Черна могила значително разпространение имат и *урановите супергенни минерализации от слюдено тип* (отунит+торбернит). Рудните тела не са големи – лещи в разломни пукнатини с дължина обикновено 5–6 m, дебелина 0,5 m и съдържание на U 0,1%.

4.1.3.2.3. Други орудявания

Находище Света Марина

Рудните тела са с пластообразна форма и неиздържана по интензитет Pb-Zn минерализация. Те са вмествени в лиственизирани брекчоконгломерати на приабона (Бресковска, Гергелчев, 1988д).

Наблюдават се няколко типа метасоматични изменения на скалите. Ултрабазитовите тела са серпентинизирани, пирокластитите са зеолитизирани, а най-интезивно развитие имат лиственистите с пентландит, пиротин и пирит (Цветанов, Бресковска, 1984).

Киселите скали се характеризират с кварц-серицитови метасоматити.

В рудоносния етап се отделят следните стадии (Бресковска, Гергелчев, 1988д):

- *кварц-сулфиден* (пирит, галенит, сфалерит, халкопирит, марказит, арсенопирит);
- *кварц-барит-сулфосолен* (пирит, галенит, сфалерит, халкопирит, тетраедрит-тенантит; злато, Ag-Sb-сулфосоли);
- *карбонатен* (феродоломит, калцит);
- *на късните сулфиди* (галенит, сфалерит, пирит).

На парагенезите от кварц-сулфидния стадий е наложена нискотемпературна никелово-сулфидна минерализация (милерит, полидемит, ваесит), резултат от ремобилизация на никела от ултрабазичните скали (Атанасов, Витов, 1981).

В района на находище Света Марина се установяват и полиметалните проявления *Алтън дере, Голямата река и Орешец*.

В източната периферия на Маджаровския вулкан е локализирано *мангановото вулканогенно-хидротермално проявление Кочаи*. Пиролузит-псиломелановите рудни тела са вмествени сред

пирокластични на Главанашкия латитов комплекс. Характеризират се със силна латерална изменчивост и нямат икономическо значение.

В седиментите на Крумовградската група, в ЮИ периферия на понижението е локализирано *антимоновото хидротермално проявление Марешница*. Минерализацията е от впръснат тип и е представена от кварц, стибнит, Pb-Sb-сулфосоли и пирит.

Сред пирокластитите от Мезекския риолитов комплекс, в Шейновската структура, се установяват *хидротермални зоолитови минерализации*, представени от морденит и клиноптилолит (Aleksiev et al., 2000; Иванова, 2002).

С риолитовите тела от Мезекския комплекс асоциират *магматични проявления на перлити* – Малко Градище и Мезек.

Ураново седиментно-инфилтрационни слюдено-кофенитов тип орудявания се установяват в проявленията Тополово и Долни Главанак, локализирани сред седиментите на Вълчеполската свита. Пластообразните рудни тела бележат границата оксидация–редукция. Минералната форма на първичното орудяване вероятно е била кофенит. На места е развита супергенна отунитова минерализация.

Проявление Лешниково–Бисер е от *уран-въглищно-глинест диагенетичен тип*. На него е наложена супергенна слюдена минерализация. Урановата минерализация е представена от отунит и содеит.

В северното подножие на Маджаровския вулкан, главно върху средните вулкански скали от Маджаровската група, са формирани *изветрителни находища и проявления на халуазит-каолиновите глини*. Те са разгледани към Кърджалийския субрайон на неметални полезни изкопаеми.

Проявления на златоносни разсипи са установени в землищата на селата Тънково, Златоустово и Ефрем. Те са локализирани около бордовите разломи на Ибреджекския хорст и вероятно са резултат от вторично набогатяване на злато от брекчоконгломератната задруга.

Проявление на разсипно злато се установява и по долината на Бряговска (Кулиджишка) река. Неговият източник вероятно е метаморфният фундамент.

4.1.4. Югоизточнородопски руден подрайон

Този подрайон включва изцяло Източнородопския комплексен купол и с известна условност

Мандришкото и Капиново-Кушла понижение, както и най-югоизточните крайнини на Маданско-Давидковския купол (фиг. 53). И тук водещо значение имат златно-полиметалните орудявания. Наред с това поради обширните разкрития на метаморфния фундамент съществено разпространение намират докъсноалпийските хромови и желязни орудявания, синметаморфните азбестови, талкови и магнезитови минерализации, както и пегматитовите мусковитови, фелдшпатови и на ювелирен кварц находища и проявления. Поради това металогенният му облик е по-пъстър.

4.1.4.1. Геоложки строеж

Разглежданият район е изграден главно от скалите на метаморфния фундамент, сред които се отделят мигматитов и пъстър комплекс.

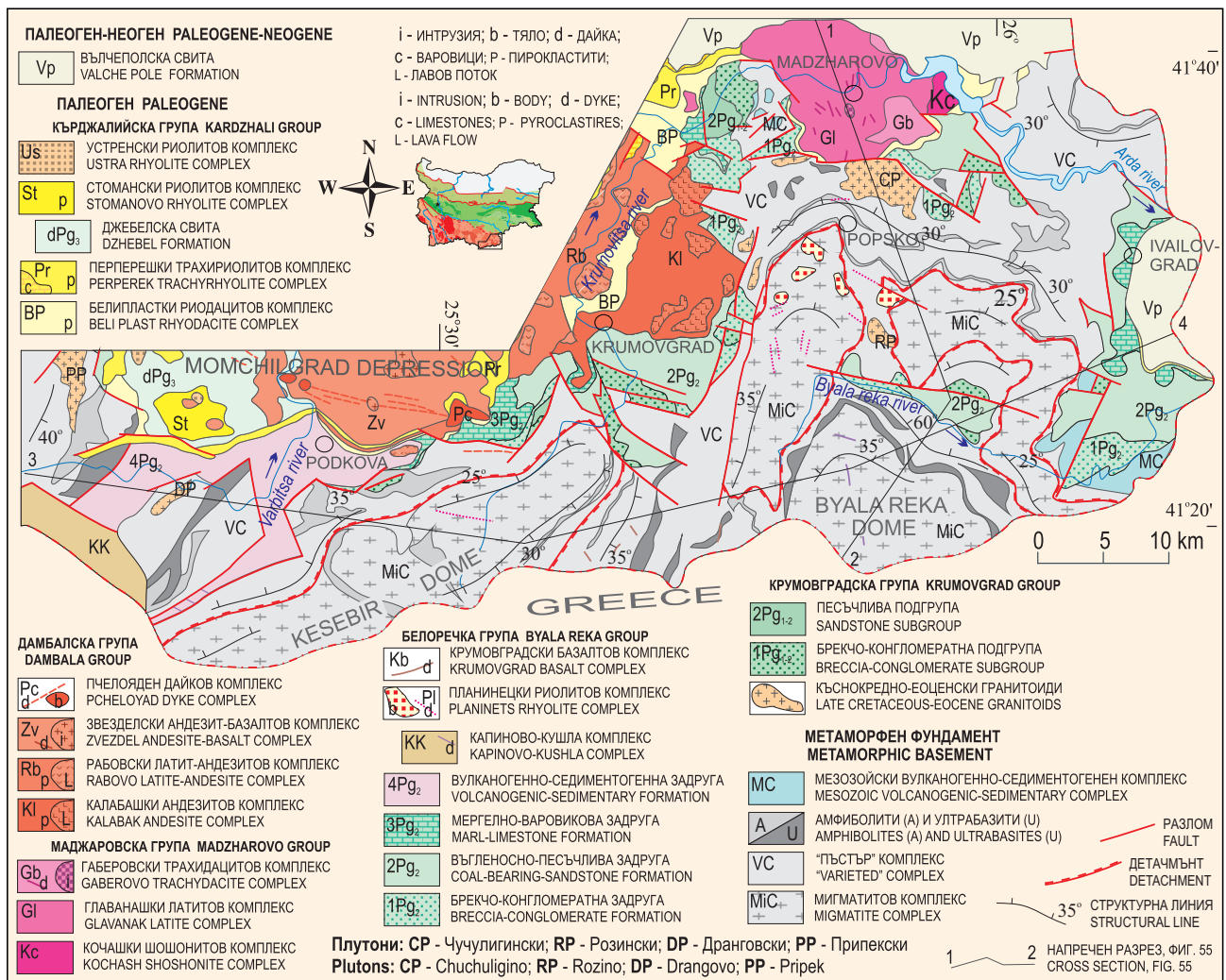
В Източнородопския комплексен купол основна структура е *Белоречкият метаморфен ядрен комплекс (купол)*, формиран в късноалпийско време (K_2-Pg_2) в резултат на процесите на екстензия (фиг. 53, 54, 55). В неговите предели като структури от по-висок ред се описват *Тинтявски, Железински и Костилковски купол* (подувания; Горанов и др., 1995; Кожухаров и др., 1995б). В най-североизточната периферия на Източнородопския комплексен купол се засебява *Ламбухският купол*.

На запад от Белоречкия купол като структура от по-висок ранг се разполага *Кесебирският купол*.

В общия случай ядрата на куполите са изградени от мигматитов комплекс (\approx Прародопска надгрупа), а периферията им – от т.нар. пъстър комплекс (\approx Родопска надгрупа) (Haydoutov, 2002, и др.).

Съществено присъствие в разглеждания район има ранноекстензионният плутогенен магматизъм (фиг. 53). Най-голямо е тялото на Чучулигинския гранит, който е с площ от около 15 km². Разкриват се още две тела с площ по около 4–5 km² – Розенски и Дранговски плутон и няколко още по-малки тела.

В рамките на късноекстензионния магматизъм в разглеждания район се засебява Белоречката магматична група (Георгиев, Милованов, 2007). Скалите от тази група изграждат субвулкански тела и дайки, внедрени в метаморфния фундамент на Белоречкия и Кесебирския купол, както и в пределите на Лозенския вулкан.



Фиг. 53. Геоложка карта на на Източнородопския комплексен купол
 Fig. 53. Geological map of the East Rhodope complex dome

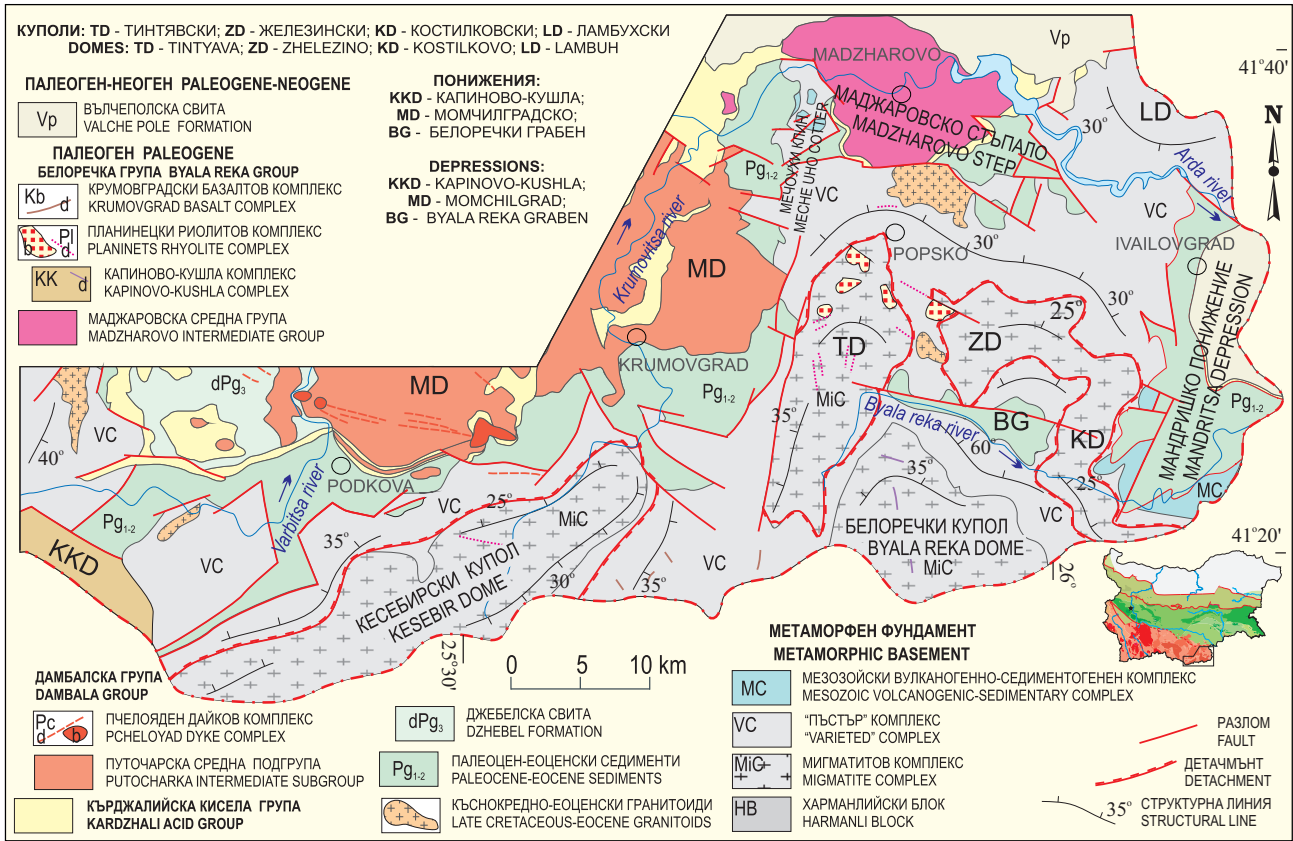
Тя е представена от риолити (фелзитови) и базалти (субвулкански тела и дайки). Те вероятно са резултат от еволюцията на една магмена камера със среден състав. Белоречката група е съставена от Планинецкия риолитов и Крумовградския базалтов комплекс.

С късните процеси на екстензия е свързано образуването на стръмни разломи (90–60°) с различна посока. Те често ограничават наложените по периферията на Източнородопския комплексен купол понижения – Момчилградско (на северозапад), Златоустовско (на север), Мандришко (на изток) и Капиново-Кушленско (на ЮЮЗ). Те са изпълнени с палеоцен-еоценски седиментни и еоцен-олигоценски вулкански скали (фиг. 53).

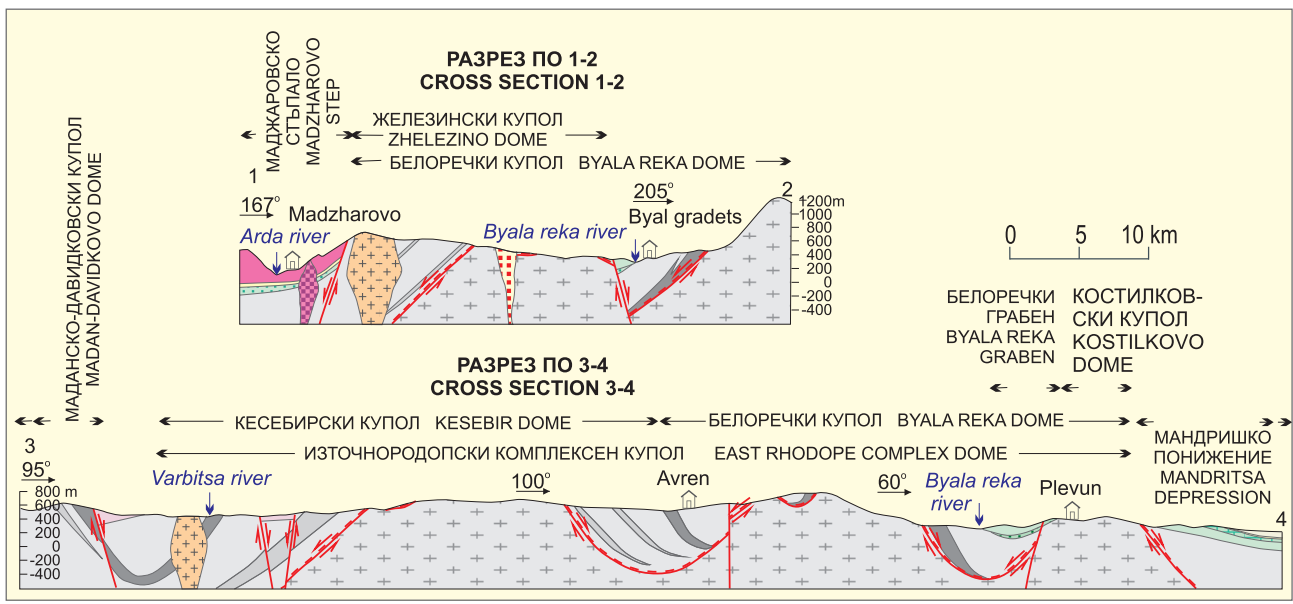
Белоречкият грабен се разполага между основното ядро на Белоречкия купол и Тинтяв-

ския, Железинския и Костилковския купол от по-висок ранг. Грабенът е изтеглен в ЗСЗ посока. Той е изпълнен с теригенни седименти от палеоценската Крумовградска група и на приабонските брекчоконгломератна и въгленоно-песъчлива задруга (Горанов и др., 1995).

Мандришкото понижение (Боянов, Кожухаров, 1971) се разполага в най-източната част на Белоречкия купол, като продължава на изток и на територията на Гърция. Изпълнено е с теригенни седименти на Крумовградската група, на брекчоконгломератната и въгленоно-песъчливата задруга, както и с рифови варовици от мергелно-варовиковата задруга. Те се покриват от кисели пирокластити с дебелина около 20 m, които Кожухаров и др. (1995б, г) отнасят към първи кисел вулканизъм. Най-високо в разреза се разкриват те-



Фиг. 54. Тектонска схема на Източнородопския комплексен купол
 Fig. 54. Tectonic sketch of the East Rhodope complex dome



Фиг. 55. Напречни геоложки разрези 1-2, 3-4, фиг. 53
 Условни знаци, както на фиг. 53
 Fig. 55. Geological cross sections 1-2, 3-4, Fig. 53
 Key see in Fig. 53

ригенни седименти, които същите автори отнасят към Вълчеполската моласа.

Капиново-Кушленското понижение се разкрива на запад от Кесебирския купол. На ЮЗ то също продължава на територията на Гърция. Изпълнено е с кисели и средни по състав вулкански скали, които условно обединяваме в един комплекс.

4.1.4.2. Металогенни аспекти

4.1.4.2.1. Добромирско рудно поле – Cr, азбест, талк, Fe

Рудното поле се разполага източно от Златоград, сред скалите на пъстрия метаморфен комплекс (Въчанска пъстра свита или Кърджалийска литотектонска единица). Включва най-голямото хромитово находище в България (Добромирци), няколко едноименни азбестови проявления и индикации на желязосъдържащи кварцити (фиг. 56).

Добромирският ултрабазитов масив представлява изтеглена в СИ посока пластина. Още две по-малки тела се разкриват в СЗ посока. Те са фрагменти от стара офиолитова асоциация със сложен състав. Добромирската офиолитова пластина е изградена от дунити, перидотити, по-малко пироксенити (диопсидити, съвсем рядко енстатити), малки петна от габро, дайкообразни родингити и пегматити (включително десилифицирани). Ритмичната смяна на скалните типове дунити–перидотити–пироксенити дава основание да се приеме, че разкритата част на Добромирската ултрабазитова пластина принадлежи на кумулативните членове на офиолитовата асоциация. В северната част на полето се разкриват и еклогити. Сред пъстрите метаморфни скали се установяват индикации от желязосъдържащи кварцити (Станишева, 1962; Паяков и др., 1963; Смирнов и др., 1986; Желязкова-Панайотова и др., 1999).

Скалите са силно хидротермално променени. Доминира процесът на серпентинизация, пироксенитите са хлоритизирани. Хлоритизация, оталкозяване и карбонатизация са развити около тектонските нарушения и контакти.

В дунитовите и дунит-харцбургитовите съставки на ултрабазитовия масив са локализирани около 200 хромитови рудни тела. Те са лещо- и жилообразни, с дължина до няколко десетки метра. В дълбочина са проследени до 125 m.

Установени са магнохромитови руди, свързани с дунитите, хромпикотитови – с дунит-харцбургитовите комплекси и алумохромитови – с харцбургитите. Съдържанията на Cr_2O_3 варират от 10 до 56%. Хромитите се характеризират с повишени съдържания на елементи от платиновата група – до 1,6 ppm (Желязкова-Панайотова и др., 1990; Kerestedjian et al., 2006; Gervilla et al., 2008).

Като генетичен тип са разграничени ранномагматични, късномагматични (рязко преобладават) и ликвационни руди.

Магматичната асоциация (в непроменени хромити) включва пентландит и по-рядко хейзълвудит и милерит, както и минерали от групата на платината – лаурит, ерлихманит, редки Os-Ir сплави и Ir-сулфоарсениди (Gonzalez-Jimenez et al., 2009). Постмагматичната минерална асоциация в хромитите включва пентландит, годлевският, хейзълвудит, маухерит, орселит, халкопирит и герсдорфит (Kerestedjian et al., 2007).

Продуктите на хидротермалния метаморфизъм са серпентин, хлорит, талк, амфибол, карбонати и в подчинено количество сулфиди – пиротин, пентландит, милерит, халкопирит (Смирнов и др., 1986).

По-късната хидротермална дейност е контролирана от пукнатинни системи, запълнени с жили от азбест (антофилитов и пикролитов тип), азбестоподобен сепиолит, серпофит, карбонати, хлорити, керолит и др. (Желязкова-Панайотова и др., 1999).

Малко количество азбестова суровина е добита от антофилит-азбестови жили, които понякога асоциират с талк. Срещат се и жилки от пикролит-азбест и азбестоподобен сепиолит.

Находище Добромирци е експлоатирано. По време на Втората световна война от него са добити около 10 хил. тона хромитова руда (Милев и др., 1996).

4.1.4.2.2. Костуринско-Яковишко рудно поле – Cr, азбест, талк, Ni (магнезит, магнетит, вермикулит)

Намира се на около 10 km източно от Добромирското рудно поле. Представлява ивица, удължена в североизточна посока, успоредна на Добромирската. Попада в западната периферия на Кесебирския купол.

Орудяванията са разположени също сред скалите на пъстрия метаморфен комплекс (Въчанска

пъстра свита или Боровишка литотектонска единица), в които са вместили серпентинитови тела. Скалите са процепени от Дранговския гранитоиден плутон с предполагаема къснокредна възраст и свързаните с него пегматитови жили.

Рудното поле включва хромитовите находища Костурино и Яковица, талковото находище Фитиклер и никелова индикация.

Хромитовото орудяване е генетично свързано със серпентинизираните дунити. То се отнасят към сегрегационния и хистеромагматичния тип (Божинов, Желязкова-Панайотова, 1989; Смирнов и др., 1986). Основни рудни минерали са хромит и хромпикотит. Рудата съдържа до 45% Cr_2O_3 ; 28% FeO ; 8% Al_2O_3 и 12% MgO . Съдържанието на елементи от платиновата група достига 0,5 ppm (Gervilla et al., 2008).

Пространствено свързани с ултрабазитите са и азбестовите и талковите находища. Серпентинизираните харцбургити и по-малко дунити са хидротермално променени по контактите и включват богати антофилит-азбестови жили с дебелина до 50–60 cm. По-рядко се срещат жили и тела от тремолит-азбест и хризотил-азбест. Съдържанията на антофилит-азбест достигат до 80–90%.

Минерализираните зони по контактите на серпентинизираните масиви са обогатени на талк, хлорит, вермикулит, карбонати, тремолит и „руден прах“.

По всяка вероятност азбестовите и талковите минерализации може да се свържат парагенетично с гранитоидния плутон и неговата пегматитова асоциация.

4.1.4.2.3. Голямо Каменяне-Авренско рудно поле – Cr, азбест, талк, вермикулит, джеспилити, графит, рутил

Намира се на юг от Крумовград. Включва три находища на хромит (Голямо Каменяне, Чифлик и Черничево), две находища (Чалдюзи, Аврен) и проявления на азбест и талк, две проявления на рутил, няколко проявления на желязосъдържащи кварцити (джеспилити).

Районът е изграден от скалите на пъстрия метаморфен комплекс (Чепеларска свита или Крумовишка литотектонска единица). Преобладаващо участие имат амфиболитовите прослойки, сред които са включени метабазити и метаултрабазити. Ултрабазитовите тела са лещовидни, удължени в североизточна посока. По състав са дунит-харцбургити, по-рядко дунит-пироксенити. Родинги-

тови тела също са установени в горната част на последователността. Този масив пространствено асоциира с амфиболитизирани габра (Zhelyazkova-Panayotova, Economou-Eliopoulous, 1994).

Три от ултрабазитовите тела са хромитоносни. Обширните дунитови полета включват главно магнохромитови руди. По-редки и с по-малки размери са хромпикотитовите руди в харцбургитовите участъци. Съдържанието на елементи от платиновата група в Голямо Каменяне е ниско – около 0,15 ppm (Gervilla et al., 2008). Рудните тела са лещи, гнезда, стълбообразни и неправилни, с постепенни или резки граници с вместиращите скали. Отнасят се главно към хистеромагматичния, по-рядко към сегрегационния магматичен тип.

Установяват се и Cu-Ni минерализации, спескартин-магнетитови гондити.

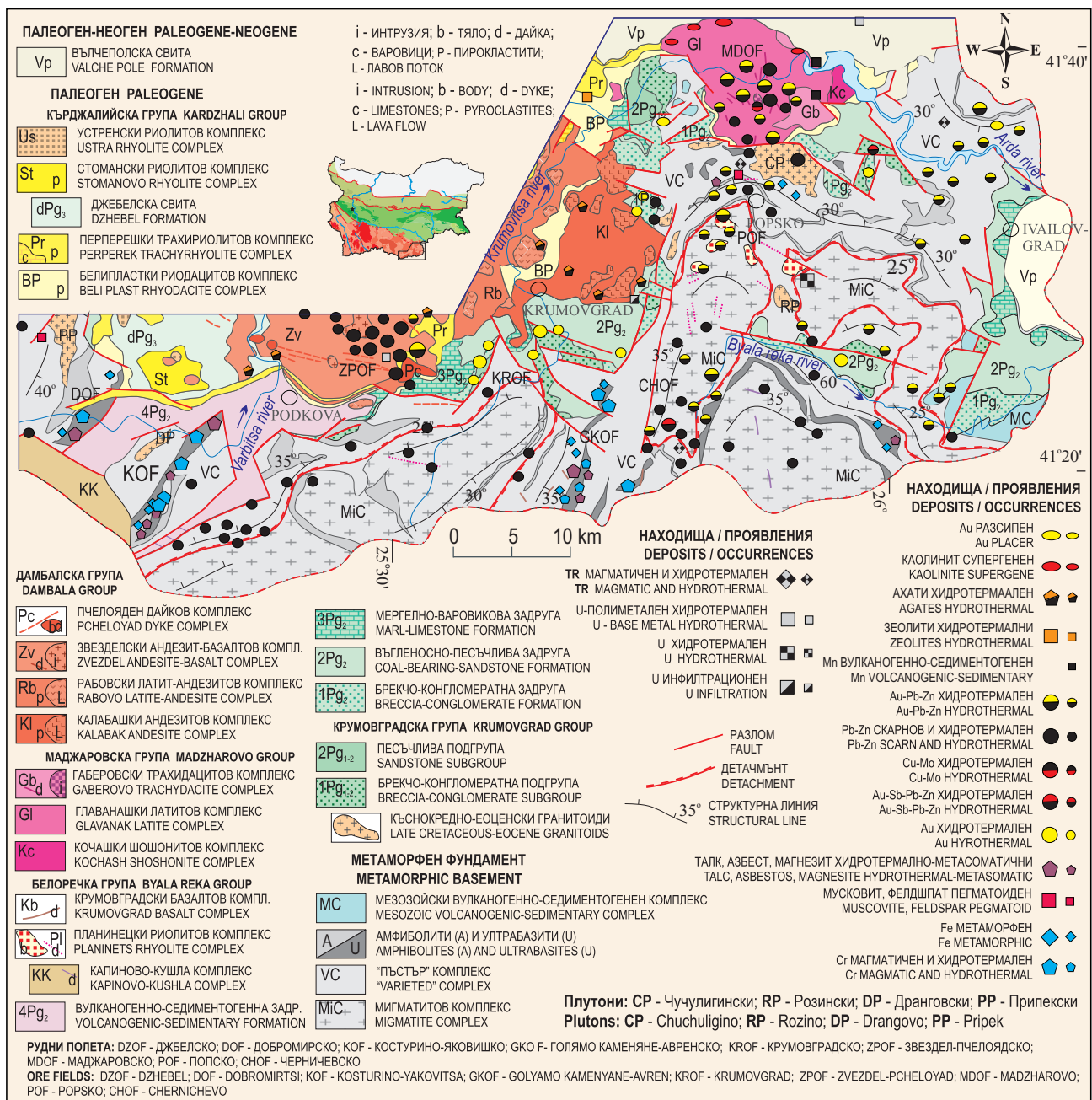
Ултрабазичните скали са променени, особено около пегматитовите тела. Промените са полиметаморфни – хризотилова серпентинизация, тремолитизация, хлоритизация, оталкозяване, флогопитизация, вермикулитизация. Най-интензивните промени се маркират от хлоритови зони с жили от антофилит-азбест, тремолит-азбест и хризотил-азбест. Жилите имат дебелина до 20 m и дължина до 600 m. Парагенезата е изградена от тремолит, талк и хлорит. Добиваната суровина е съдържала до 75–90% антофилит-азбест.

Талкът съпътства и следва азбестообразуването. Съдържанието му достига до 30%. Почти мономинерални талкови зони се срещат около пегматитите, пресичащи ултрабазитовите тела.

От находище Голямо Каменяне по време на Втората световна война са добити около 28 хил. тона хромитова руда със съдържание на Cr_2O_3 около 35% (Милев и др., 1996).

4.1.4.2.4. Камилскидолско пегматитово поле – мусковит

Включва едноименното находище и редица проявления в землищата на селата Камилски дол и Хухла, както и в района на яз. „Ивайловград“. Вместираща среда са двуслюдени шисти, гнайси и амфиболити. Пегматитите са изграден от средно- до едрозърнести кварц, мусковит и олигоклаз. Жилите са послойни и секущи, като размерите им варират в широки граници – дебелина 0,5–5 m, рядко 10–15 m и дължина 10–100 m. Повечето от телата са незонални (Иванов, И., 1989). Минерален състав: олигоклаз (20–23% An) – 70–80%; кварц – 10–20%; мусковит 10–15%; микроклин



Фиг. 56. Металогенна карта на Югоизточнородопския руден подрайон
Fig. 56 Metallogenic map of the East Rhodope ore subregion

<5%; акцесорни минерали – амфибол, биотит, гранат, епидот, апатит, циркон, магнетит, пирит, рутил, ортит, ксенотим, монацит. Пегматитите са проучвани и разработвани за мусковит. В момента добив не се води, но запасите не са изчерпани.

4.1.4.2.5. Чучулигинско пегматитово поле – мусковит, фелдшпат

Разполага се в СЗ периферия на Белоречкия купол, главно между разкритията на Чучулигинския гранит. Жилите са послойни или коси с де-

белина 5–10 m и дължина до 100 m. Пегматитите са олигоклазови, като съдържанието на мусковит достига до 10–15%. Зонален строеж не се наблюдава. В миналото е воден добив. Запасите не са изчерпани.

4.1.4.2.6. Попско рудно поле – Au-Ag-Pb-Zn

Рудното поле попада в северната част на Тинтявския купол (фиг. 56, 57) като елемент от първо-разредния Белоречки метаморфен ядрен комплекс

(купол). Районът на рудното поле е изграден от скалите на мигматитовия (Тинтявска и Белополска свита или Белоречка литотектонска единица) и пъстрия (Чепеларска пъстра и Богутевска свита или Крумовишка литотектонска единица) метаморфен комплекс.

В централната и южната част на находището се установяват неправилни тела и дайки от риодацити, висококалиеви риолити и трахириолити от Планинецкия комплекс. При проучването с галерии и сондажи се установяват и две силоподобни риолитови тела.

Маврудчиев (1992) описва неразкриващ се на повърхността (по сондажни данни) плутон, изграден от диорити и монзонити – Попски плутон.

В рамките на рудното поле се описват три разломни системи: ЗСЗ (270–300°); СИ (30–60°) и ССИ (0–30°). И по трите системи разломи са ставали многократни разседни и по-рядко разседотседни движения с неголяма амплитуда (Бресковска, Гергелчев, 1988в). Разломите от ЗСЗ система са най-многобройни и образуват разломни снопове от близко разположени субпаралелни структури с разклонения (фиг. 57).

Рудоносни за рудното поле са разломите от ССИ система. В останалите разломи също има полиметална минерализация, но тя е по-добре проявена само в близост до пресичането им с разломите от тази система.

В процеса на проучване са установени 18 главни минерализирани рудоносни структури с повишени съдържания на Ag и Au, които оформят находище Попско. Освен тях източно от с. Белополци са разкрити на повърхността няколко коси неиздържани рудоносни зони, обединени под името проявление Белополци.

Пълнежът на структурите е предимно жилин – кварц-сулфидни и кварц-карбонат-сулфидни жили и жилки. В някои структури орудяването е под формата на вертикално удължени рудни стълбове.

Рудните тела в находището се характеризират с малки дебелини – 0,2–0,7 m, рядко над 1 m и само в единични случаи на раздуви над 2 m (в местата на свързване/отделяне на две рудни структури).

Редът на образуване във времето на хидротермално-метасоматични изменения (от стари към млади) и в пространството (от периферията към центъра и горните части) е: *пропилити* (хлорит, епидот, биотит, титанит, спекуларит, карбонат I) → *березити* (хлорит, серицит, карбонат,

кварц, фуксит) → *аргилизити* (кварц II и III, каолинит, хидросерицит, серицит, карбонат II) → → „*кварцови адуларити*“ (кварц, адулар, халцедон, карбонат) → *карбонатизация*. Кварц-адуларовата асоциация обикновено се налага върху централните части на аргилизитовите зони (Плющчев и др., 1993ф, 1995; Плющев, 1994; Петрова, К., в: Георгиев, 2007е).

Отделят се следните минерални парагенези (Бресковска, Гергелчев, 1988в; Казылова-Станкова, 1991; Плющчев и др., 1995; Петрова, К. в: Георгиев, 2007е):

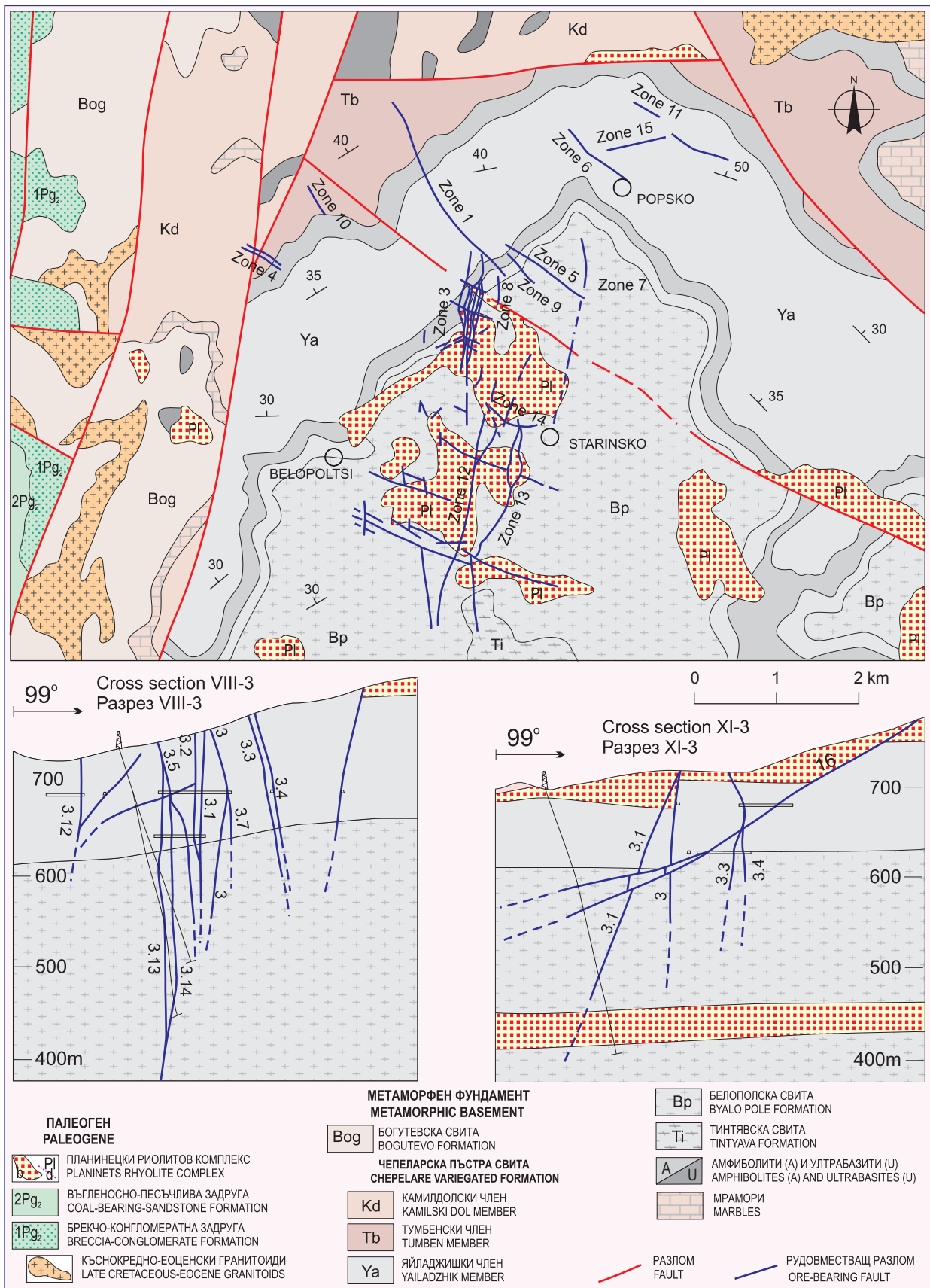
- *кварц-хематит-спекуларитовата парагенеза* е свързана с хлоритовите березити и пропиловата асоциация;
- *кварц-пирит-халкопиритовата парагенеза* (+пиротин) асоциира с каолините аргилизити;
- *кварц-полиметалната парагенеза* (пирит, сфалерит, халкопирит, галенит, пирит, самородно злато, аргентит, сулфосоли, арсенопирит, марказит, борнит, спекуларит) е носител на основните сулфиди и е тясно свързана с хидрослюдените аргилизити;
- *кварц-сулфосолната парагенеза* (+хидрослюди, самородно злато, аргентит, пирит, борнит) е свързана с кварц-адуларовата асоциация;
- *карбонатна парагенеза* (калцит, родохрозит, сидерит, олигонит, фероманганоделомит);
- *късна сулфидна парагенеза* (сфалерит, галенит, пирит, халкопирит).

Според Казылова-Станкова (1991) минералните парагенези се характеризират със следните геохимични асоциации:

- *кварц-сулфосолната парагенеза* – Ag, Pb, Zn, Cu, As, Au;
- *кварц-полиметалната парагенеза* – Pb, Zn, Cu, Ag;
- *кварц-пирит-халкопиритовата парагенеза* – Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, As.

По хомогенизация на газово-течни включения от кварц в кварц-полиметалната парагенеза се определя температурен интервал 260–230 °С (Бресковска, Гергелчев, 1988в).

Описва се вертикална зоналност в разпределението на минералните парагенези. В долните



Фиг. 57. Металогенна карта на Попското рудно поле (по Димова и др., 1996ф)
Fig. 57. Metallogenetic map of the Popsko ore field (according to Димова и др., 1996ф)

хоризонти преобладава кварц-пирит-халкопиритовата парагенеза, а в горните части е наложена кварц-сулфидната (полиметалната) парагенеза. Продуктите на кварц-халцедон-сулфосолната парагенеза показват хоризонтална зоналност – разпределението им е предимно по периферията на рудното поле, в центъра на което са представени продуктите на кварц-пирит-халкопиритовата и кварц-сулфидната парагенеза (Бресковска, Гергелчев, 1988в). Съчетани, описаните две зоналности са елемент на куполна зоналност.

За находище Попско са изчислени запаси от 10 хил. тона олово, 17 хил. тона цинк, 864 kg злато и 41 тона сребро (Георгиев, 2007е).

4.1.4.2.7. Камилскидолско рудно поле – Au

Изследванията на Драгов и др. (1987) обхващат рудни тела с пред- и синметаморфен произход. Те допускат прекамбрий-раннопалеозойска възраст на орудяванията. Като се основават на различния минерален състав на рудните тела, авторите ги класифицират, както следва: 1) Алгома тип (магнетитови кварцити); 2) метаморфни шеелитови орудявания и 3) метаморфни силикатно-пиротинови руди. За златната минерализация не се приема протогенезис, а се предполага вероятна къснокредна възраст. Преди това Mankov et al. (1984) отделят нов генетичен тип на телур-бисмутова минерализация. По-късно Mankov, Antonov (1996) предлагат ново виждане и интерпретация на всички типове пиротинсъдържащи тела, като продукт на един хидротермално-метасоматичен процес, който свързват парагенетично с диоритови порфирити. Въз основа на K/Ag датировка на диоритите (26–28 Ma) се лансира терциерна възраст на тези минерализации. Куйкин (1996) приема предкамбрийска възраст на златната минерализация.

Установени са значителни съдържания на злато (30–50 ppm), а в някои образци до 100 ppm. Те са в минерализирани зони, привързани към нарушения с дебелина до 2,5 m. Минерализираните зони са вместилища в гнайси и не са свързани с пластивите тела. По Pb/Pb метод на кубичен пирит от златосъдържащата асоциация се определя възраст 40 Ma (Nakov et al., 2001).

Златно-сулфидните жили са основен носител на златото в Камилскидолското рудно поле. Най-вероятно те са свързани с палеогенския магматизъм и са образувани в екстензионна обстановка.

Рудната минерализация е вместилища в метаморфния фундамент. Жилите са с посока 55–65° и 90° и попадат в статистически максимум с посока 80°. Минералният състав се състои от пирит, арсенопирит, кобалтин, халкопирит, сфалерит, галенит, бисмутинит, самороден бисмут, самородно злато, електрум, Pb-Bi и Cu-Bi сулфосоли, марказит, мелниковит и кварц.

Хидротермалните промени са привързани основно към разседа с листричен характер. Представени са от следните минерални асоциации: хлорит-епидот-карбонат-кварц; кварц-адулар-хлорит; сидерит-хидрослюда-глинести минерали-адулар. Наблюдава се и по-млада zeолитова минерализация. Хидротермалните промени предполагат постметаморфен нискосулфидизиран тип в епитермална обстановка на образуване. Тези изменения показват предпочитание към секущи структури на метаморфната фолиация.

4.1.4.2.8. Черничево рудно поле – Sb, Pb, Zn, Ag, Au

Включва антимоновото хидротермално находище Черничево и редица полиметални проявления. Разполага се в южните части на Тинтявския купол (елемент от западните дялове на Белоречкия купол). Рудните тела са от жили и жилково-впръснат тип, локализиращи главно в ЗСЗ разломи сред метаморфния фундамент. Обособяват се рудни тела от два минерални типа – кварц-стибнитов и кварц-галенит-сфалеритов.

4.1.4.2.9. Други орудявания

Проявления на Cr, Fe, Ti, азбест, талк, рутил и кианит се установяват още в районите северно от с. Дрангово, южно от Крумовград, около селата Брусево и Ботурче. Всички те са локализиращи в подобна геоложка обстановка и асоциират с офиолитови комплекси.

Златното хидротермално находище Розино е разположено в пределите на Белоречкия грабен, югоизточно от Крумовград. Структурата е изпълнена с палеогенски и приабонски, предимно теригенни седименти – брекчоконгломерати, пясъчници и алевролити. Находището е златно хидротермално жилково-впръснат тип.

Установени са два типа метасоматични скали: кварц-глинеесто-слюдени метасоматити, развити

главно по метаморфни скали, и адулар-кварц-карбонатни метасоматити по брекчоконгломерати, малки тела от метаморфити и пясъчници. Метасоматитите са привързани към разломни нарушения. Метасоматичните зони върху гранитите са също кварц-адуларов тип. В тях присъства и карбонат.

Температурата на хомогенизация на флуидни включения в кварц, съпровождащ адулара, са в интервал 270–190 °С и за адулара – 310–220 °С. Данните от криометричното изследване показват 2,2% NaCl_{eq} (Nokov et al., 1992).

Златното хидротермално проявление Горноселци е разположено в грабеновидна структура в югоизточната част на Маджаровското стъпало. Метаморфният фундамент се покрива несъгласно от палеогенски скали, отнесени условно към палеоценската Крумовградска група (Горанов и др., 1995). Това са главно несортирани конгломерати до брекчоконгломерати. Над конгломерата залягат по-фини скали с псамитов размер на късовете. Палеогенските скали са запазени в един едностранен грабен, оформен по разлом със северозападна посока – около 310°.

Сред метаморфните скали са установени тектонски зони със северозападна посока (320°) с дебелина до 20 m. По тях са развити адулар-серицитов тип изменения, съпроводени с пиритизация. Сред палеогенските скали са формирани вторични кварцити с основни минерали кварц, каолинит, алунит, серицит (Кунов, Наков, 1996). В зоните се установяват повишени съдържания на Au и Ag.

Урановото хидротермално находище Планинец се разполага в източната периферия на Попското рудно поле. То е от собствено уранов (настуранов) хидротермален тип. Положението му се контролира от запад-северозападна дайка от едноименния риолитов комплекс. Рудните тела са локализиращи в субвертикални оперяващи зони със северозападна посока (около 340°). Те са със стълбообразна и жилообразна форма с дължина 10–90 m, дълбочина 35–80 m, дебелина средно 1,1 m и средни съдържания 0,131% U. Околорудните промени са слабо представени от аргилизация и окварцяване с отлагане на пирит, настуран, уранови чернилки, а по-късно и с отунит, торбернит и уранофан като вторични уранови минерали (Драгоманов и др., 1994ф).

От находище Планинец през 1959 и 1960 г. са добити 19 t уран.

В този район се установяват и редица супергенни уранови индикации. Те са локализиращи по тектонски зони в метаморфния фундамент или в риолитови тела и дайки и се характеризират с аргилизитов тип изменения (Багрилци, Синигер, Чернооки и др.).

Торий-редкоземни индикации. Тези орудявания са локализиращи в ортоамфиболити, чиито разкрития асоциират с гранитоидни плутони (Чучулигински) или с пегматитоидни полета (Камилски дол). Смята се, че торий-редкоземните орудявания са магматичен тип, като регионалният метаморфизъм, внедряването на синтектонските гранити и/или пегматитовите прояви довеждат до преразпределение на орудяванията. Предполага се, че процесът е протекъл при сравнително висока температура и алкална среда.

В *проявление Попско* тези индикации са локализиращи в амфиболити сред разнообразни гнайси в близост до Чучулигинския гранит. Орудените амфиболити са грубозърнести скали, изградени от амфибол, плагиоклаз, апатит, титанит, в подчинено количество епидот и ортит. Рядко се срещат зърна от рутил, илменит и магнетит. Ортитът е главният руден минерал, в който са съсредоточени торият и редките земи.

По данни от неутронно-активационен анализ в ортита се установяват (в g/t): La – 14 802; Ce – 31 505; Nd – 8023; Sm – 792; Eu – 156; Tb – 55; Yb – 31; Lu – 14; Th – 9024; U – 271 (Драгоманов и др., 1994ф).

В района на *проявление Аврен* този тип орудявания са локализиращи в ортоамфиболити сред амфибол-биотитови и биотитови гнайси или по контактите на серпентинизирани ултрабазити с биотитови гнайси.

4.1.5. Кърджалийски подрайон на неметални суровини

Този подрайон пространствено съвпада с Кърджалийския блок. Той се разполага между Централнородопския и Източнородопския комплексен купол и Харманлийския блок, както и между Североизточнородопското, Момчилградското и Златоустовското понижение (фиг. 58, 59). Освен географски този блок заема и хипсометрично междинно положение. Той е елемент от Източнородопското комплексно понижение, но в него дълбочините до метаморфния фундамент са по-



Зорнишки грабен Zornitsa graben

малки. Това е един сравнително издигнат блок в рамките на понижението, макар че се разполага в средата му. Границите на този блок с околните понижения са в значителна степен условни. Площта му е около 800 km².

В този район са описвани Чернооченско-Стамболовска зона, Бряговско-Вълчеполско понижение, Миладиновска хорст-антиклинала, Сестринско-Поповецко грабеновидно понижение (Жужухаров и др., 1992). Към него следва да се причисли и Ардинската зона на Горанов и др. (1995), отнасяна от тях към Момчилградското понижение.

4.1.5.1. Геоложки строеж

В североизточната част на региона се разкриват скалите на Лешниковската свита от Крумовградската група, които лежат над метаморфния фундамент. Директно върху метаморфния фундамент или материалите на Лешниковската свита се разполагат седиментните скали на приабонските брекчоконгломератна, въгленосно-песъчлива, мергелно-варовикова и вулканогенно-седиментогенна задруга.

Над тях се разкриват предимно вулкански скали. В Кърджалийския блок липсват средни по състав вулкански прояви и тук е локализиран изключително кисел вулканизъм (фиг. 58).

В него се обособява Кърджалийската кисела магматична група. Тя е изградена от дацити, риодацити и риолити (пирокластити, субвулкански тела и екструзии) с общ ареал на разпространение.

В тази група се отделят Белипласткия риодацитов, Перперешки трахириолитов, Стомански риолитов и Устренски риолитов комплекс.

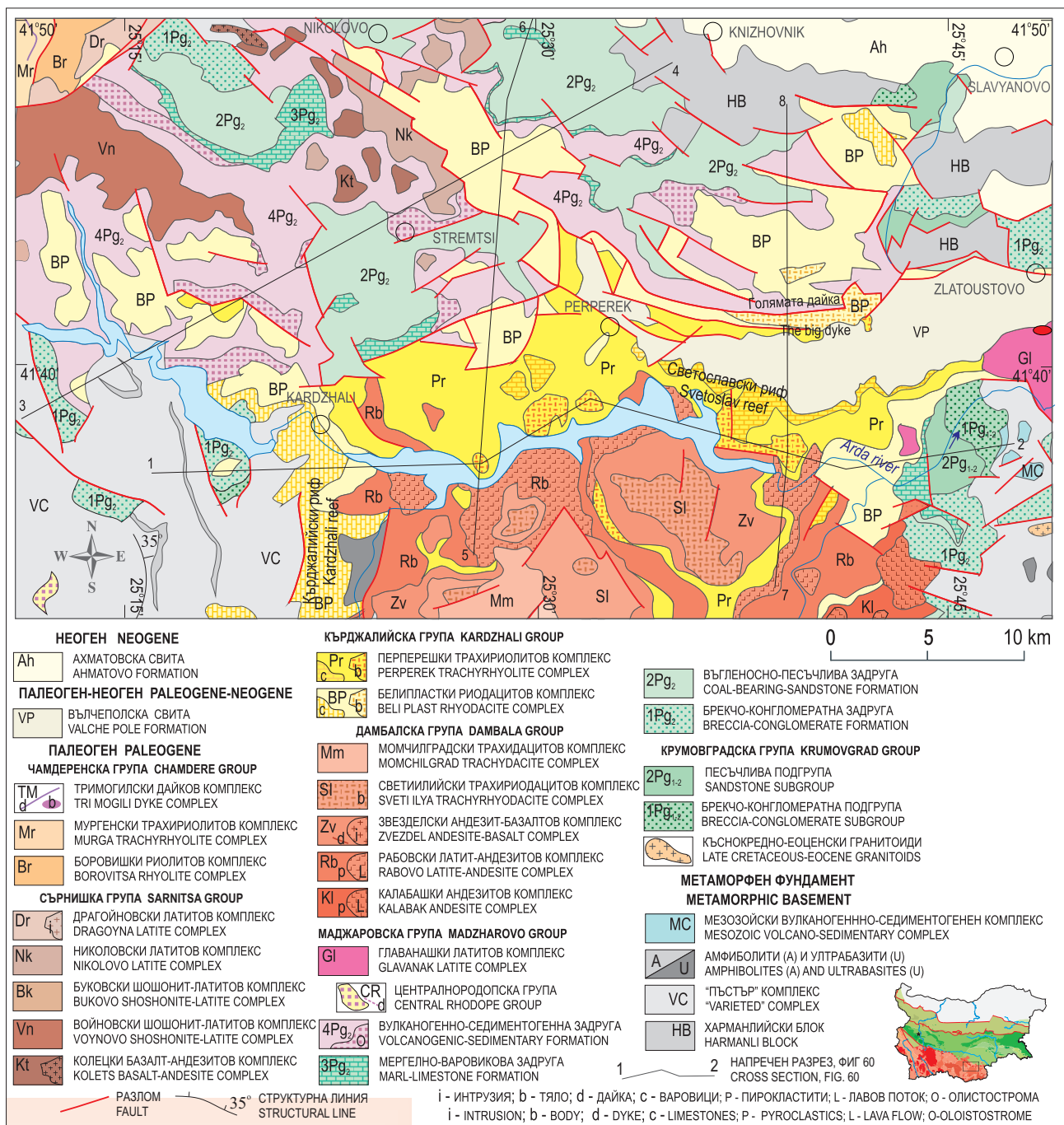
Експлозивните центрове на Белипласткия комплекс са разположени предимно по Златоустовската дислокация. В нея са локализирани също така и Лясковецкият екструзив и Голямата дайка от риолити на същия комплекс (фиг. 58, 59). Зорнишкият грабен, чиято позиция се контролира от Златоустовската дислокация, вероятно е резултат от разседни движения над периферна магмена камера след нейното разтоварване. Друг подобен експлозивен център вероятно е Крушканският грабен.

Експлозивните центрове и екструзиите на Перперешкия комплекс се разполагат главно по Хисарската зона.

Екструзиите на Устренския комплекс се установяват по източната периферия на Маданско-Давидковския купол.

Кърджалийският блок се характеризира с интензивно разломяване и формиране на множество по-малки разломно-блокови структури – хорстове, грабени, клинове.

Северната му част е доминирана от относително издигнати блокове, в които се разкриват главно приабонски седименти. Тук се отделят Чернооченски и Мандренски блок от по-висок ред (фиг. 60). Те имат подобен строеж, но се разделят от Зорнишкия грабен, изпълнен с пирокластити на Белипласткия риодацитов комплекс.



Фиг. 58. Геоложка карта на Кърджалийския блок (по Георгиев, Милованов, 2006г)
 Fig. 58. Geological map of the Kardzhali block (according to Георгиев, Милованов, 2006г)

Южната му част е изградена от един блок с неправилна форма и междинно хипсометрично ниво – Кърджалийското стъпало.

Чернооченският блок се разполага в СЗ част на Кърджалийския блок като структура от по-висок ранг. С известна условност той отговаря на западната част на Ардинската зона по Боянов и др. (1995).

Югозападната му граница с Маданско-Давидковския купол е главно по различно ориентирани разломи или трансгресивна (фиг. 58, 59). Североизточната му граница със Зорнишкия грабен е по система от СЗ и ЗСЗ разломи. Северозападната му граница със Североизточнородопското понижение е относителна. Югоизточната му граница с Кърджалийското стъпало е по *Кърджалийската разломна зона* (Иванов, Р., 1961а).

Този блок е изграден предимно от приабонски седименти – брекчоконгломератна, въгленосно-песъчлива, мергелно-варовикова и вулканогенно-седиментогенна задуга.

В основата на разреза, в югозападния му фланг, се разкрива неголямо петно от неподелени палеоценски груботеригенни седименти на Крумовградската група. В най-високите части на разреза, в северозападните му части, на места се разкриват вулкански скали от Колецкия базалт-андезитов, Войновския шошонит-латитов и Николовския латитов комплекс. Вулканските центрове на тези комплекси остават на СЗ, извън Кърджалийския блок.

В пределите на Чернооченския блок Боянов и др. (1995) отделят *Габровско антиклинално подуване* и *Солищенско моноклинално издигане*. В най-югозападната част на блока, като клинове в Маданско-Давидковския купол се връзват *Кобиланският* и *Бойновският грабен* (Боянов, 1971б). В югозападната част на същия блок се налага *Крушканският асиметричен грабен*. На няколко километра северно от Кърджалийската разломна зона и успоредно на нея се разполага *Болярският грабен*. Той е с дължина около 3 km, ширина 2–2,5 km и ИСИ посока. Изпълнен е с пирокластити на Белипласткия риодацитов комплекс. В него е всечен мегалитът на Перперикон.

Мандренският блок се установява в североизточната част на Кърджалийския блок като второстепенна структура. Югозападната му граница със Зорнишкия грабен е главно по система от ЗСЗ и СЗ разломи. Североизточната му граница с Харманлийския блок е със сложна конфигурация по различно ориентирани разломи, най-често със СЗ посока, а на места е трансгресивна. Югоизточната му граница с Кърджалийското стъпало и Бряговското понижение се бележи по Златоустовската дислокация. Северозападната му граница със Североизточнородопското понижение е условна.

Този блок също е изграден предимно от приабонски седименти – брекчоконгломератна, въгленосно-песъчлива, мергелно-варовикова и вулканогенно-седиментогенна задуга. В основата на разреза, в източния му фланг, се разкриват и палеоценски седименти на Крумовградската група, аналози на Бисерската и Лешниковската свита. В северозападните части на блока се установяват вулкански скали от Буковския шошонит-латитов и Николовския и Драгойновския латитов комплекс,

но вулканските им центрове са извън този блок в Североизточнородопското понижение. В източните му части на сравнително широки площи се наблюдават пирокластити от Белипласткия комплекс.

Вътрешният строеж на Мандренския блок също е усложнен от по-високоразредни структури.

По-съществен от тях е *Миладиновският хорст*. Той се разполага непосредствено на север от Златоустовската дислокация и е естествено продължение на Ибреджекския хорст в западна посока, отместен като ляв отсед от един ССИ разлом. Миладиновският хорст е с дължина близо 20 km, ширина 2–3 km и е изтеглен в ЗСЗ посока. Изпълнен е със седиментите на въгленосно-песъчливата и вулканогенно-седиментогенната задуга.

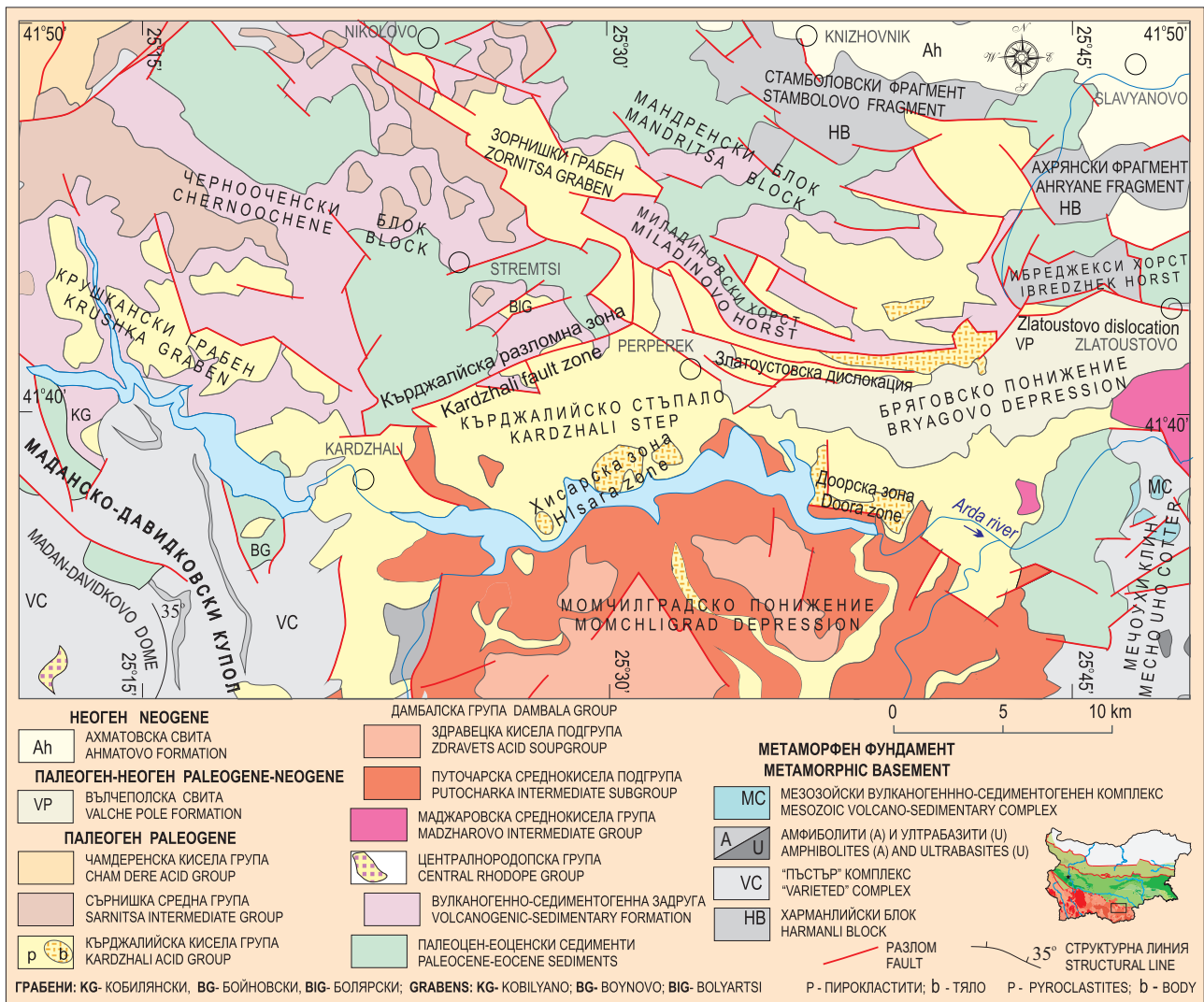
Зорнишкият грабен е дълга 12–13 km и ширина до 6 km структура, ориентирана в ЗСЗ или СЗ посока (фиг. 58, 59, 60). Фундаментът на грабена е изграден главно от приабонски седименти и в подчинено количество от вулкански скали на Колецкия базалт-андезитов и Николовския латитов комплекс от Сърнишката магматична група. Самият грабен е изпълнен изцяло с пирокластити на Белипласткия риодацитов комплекс, които тук имат и най-голяма сумарна дебелина – до 200 и повече метри.

Крушканският грабен се разполага в югозападната част на Чернооченския блок. Той има сложна конфигурация. В централната си част се контролира от ССЗ разлом, а в източната – от система ЗСЗ и ИСИ разломи (фиг. 59, 60).

Той е асиметрична структура и в разрез. Североизточната му граница е по разломи с разседен характер. Западната и южната му граница са трансгресивни.

Фундаментът на грабена е изграден предимно от седиментите на вулканогенно-седиментогенната задруга. Самият грабен е изпълнен с пирокластити на Белипласткия риодацитов комплекс, като само за най-горните пачки се предполага, че са от пирокластити на Перперешкия трахириолитов комплекс. Сумарната дебелина на пирокластитите достига 150–170 m.

Кърджалийското стъпало се разграничава от Чернооченския (на СЗ) и Мандренския (на СИ) блок, съответно от ИСИ Кърджалийска разломна



Фиг. 59. Тектонска схема на Кърджалийския блок

Fig. 59. Tectonic sketch of the Kardzhali block

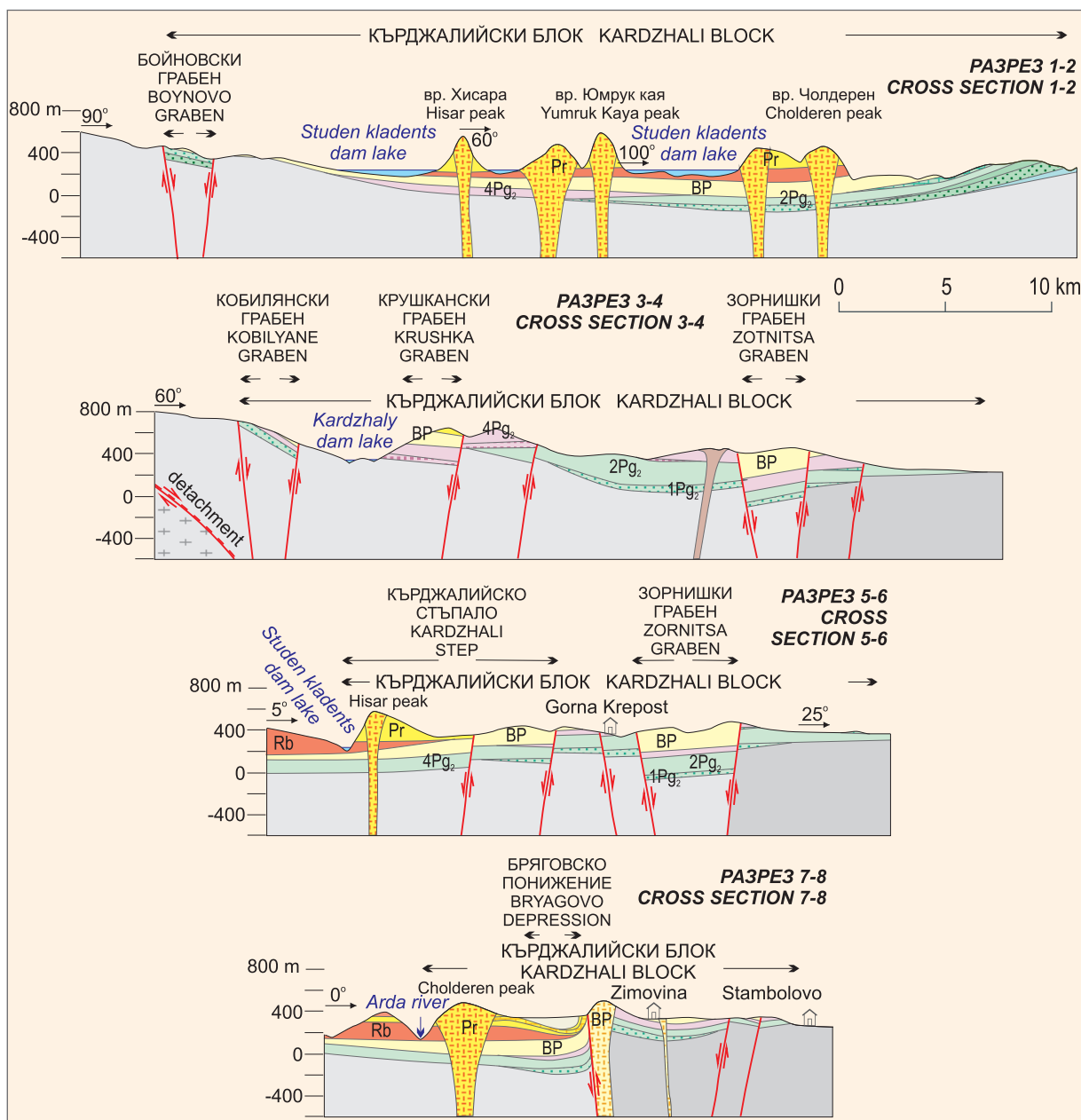
зона и ЗСЗ Златоустовска дислокация (фиг. 59, 60). В района на съчленяването на тези две разривни нарушения се формира Мъдрецкият клин, който се връзва между Чернооченския и Мандренския блок и се свързва със Зорнишкия грабен. На запад Кърджалийското стъпало се ограничава от Маданско-Давидковския купол чрез система от субмеридионални разломи или чрез трансгресивна граница. Южната граница с Момчилградското понижение не е ясно изрезана и минава приблизително по долината на р. Арда или по талвега на яз. „Студен кладенец“.

Източната граница също не е отчетлива. В този район от изток се връзва Бряговското понижение, изпълнено със седиментите на Вълчеполската моласа.

Употребен е терминът стъпало, понеже този блок заема междинно хипсометрично положение.

Разположените на север Чернооченски и Мандренски блок са относително издигнати спрямо него, а Момчилградското понижение на юг е пропаднало по отношение на него.

Кърджалийското стъпало е доминирано от пирокластитите на Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс. Сред тях се установяват пластове от епикластити и рифови варовици. В най-западната част на стъпалото, сред пирокластитите на Белипласткия риодацитов комплекс, е формиран Кърджалийският крайбрежен риф (фиг. 58), който продължава и на югозапад в северозападната периферия на Момчилградското понижение. В СИ част на това стъпало, непосредствено на юг от Златоустовската дислокация, сред пирокластитите на Перперешкия комплекс се установява Светославският риф, който вероятно също е крайбрежен.



Фиг. 60. Напречни геоложки разреди 1-2, 3-4, 5-6, 7-8, фиг. 58

Условни знаци, както на фиг. 58

Fig. 60. Geological cross sections 1-2, 3-4, 5-6, 7-8, Fig. 58

Key see in Fig. 58

В най-южните части на Кърджалийското стъпало се наблюдава поредица от екструзии от трахириолити от Перперешкия комплекс. Те са локализиращи по ИСИ Хисарска и ЗСЗ Доорска магмопроводяща зона, които са успоредни съответно на Кърджалийската разломна зона и на Златоустовската дислокация (фиг. 58). По Хисарската зона са съсредоточени екструзивите Хисара, Коджакая, Дюзкая и Юмруккая. По Доорската зона са формирани екструзиите Есбирлик и Студен кладенец.

Североизточната рамка на Кърджалийския блок – Харманлийският блок, е разпокъсан, денивелиран и в значителната си част припокриван от неогенски седименти. От него се разкриват само изолирани петна – Стамболовският и Ахрянският фрагмент (фиг. 58, 59).

4.1.5.2. Металогенни аспекти

Този район има специфична металогенна специализация. Включва неметалните полезни изко-

паеми, свързани предимно с киселите и в подчинено количество със средните изяви на късноекстензионния магматизъм, съсредоточени главно в района около гр. Кърджали. От металните полезни изкопаеми са установени главно уранови проявления (фиг. 61) и златното хидротермално находище Стремци.

4.1.5.2.1. Зеолитови вулканогенни находища

Тези полезни изкопаеми са описвани като зеолитови скали или зеолитити и са установени предимно в Кърджалийския регион (Alexiev, 1968; Aleksiev, Djourova, 1974, 1975a, b; Djourova, 1976; Джурова и др., 1979; Джурова, Алексиев, 1983, 1988; Алексиев, Джурова, 1977, 1995; Aleksiev et al., 1997; 2000).

Те се разполагат предимно сред киселите пирокластити от Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс на Кърджалийската група. По-рядко са локализирани сред пирокластити на Мезекския риолитов комплекс от Златоустовската група, Светиилийския трахириодацитов и Равенския риолитов комплекс от Дамбалската група. Зеолитови скали се образуват при заместване на късчета от вулканско стъкло и пемза сред пирокластите на тези комплекси. Те се установяват и сред пластове от епикластити. В единични случаи морденитови зеолитови скали се образуват и при заместване на перлити в риолитови тела от Белипласткия и Мезекския комплекс.

Телата от зеолитови скали сред пирокластитите са пластообразни или лещообразни. Дебелината им варира от 10 до 190 m, а дължината и ширината им са по няколко километра. Често се наблюдават етажирани едно над друго тела (Djourova, Milakovska-Vergilova, 1996; Aleksiev et al., 1997).

Зеолитовите скали са изградени от автогенни аналцим, клиноптилолит, морденит, кварц, халцедон, адулар, селадонит, монтморилонит, хлорит, кристобалит. Те съдържат също малко кристалокласти от санидин, андезин, биотит, апатит, циркон, турмалин, епидот, гранат, плагиоклаз, клинопироксен, амфибол, мусковит, титанит, рутил, както и литокласти от седиментни, метаморфни и вулкански скали (Alexiev, 1968; Aleksiev, Djourova, 1975a, b; Djourova, 1976; Джурова, Алексиев, 1983, 1988; Алексиев, Джурова, 1995; Aleksiev et al., 1997, 2000).

Според Yanev et al. (2006) заместващите вулканското стъкло минерали представляват асоциация от зеолити (клиноптилолит, морденит), аду-

лар, глауконит, филосиликати (сметит и слюдоподобен селадонит), фелдшпат и опал.

Зеолитовите скали могат да бъдат мономинерални, биминерални и полиминерални. В зависимост от вида на доминиращия зеолитов минерал те се определят като аналцимови, клиноптилолитови и морденитови скали. В разглеждания район водещо значение имат клиноптилолитовите зеолитови скали (Джурова, Алексиев, 1988).

Аналцимовите скали са представени само в пирокластитите от Белипласткия комплекс, като заемат долната част на разреза (Djourova, 1976; Джурова, Алексиев, 1988; Алексиев, Джурова, 1995; Aleksiev et al., 1997). Във вертикална и хоризонтална посока те преминават в клиноптилолитови скали. Тяхното разпространение не е повсеместно. Разкриват се в районите на селата Маслиново, Миладиново, Лясковец и Селска поляна. Всички тези райони са в непосредствена близост до Златоустовската дислокация. Далеч от тази зона е само проявлението южно от с. Карамфил. Количеството на аналцима достига до 55–60% от обема на скалата. Запаси са доказани единствено в находище Лясковец.

Клиноптилолитовите скали са най-широко разпространените зеолитови скали в района (Alexiev, 1968; Aleksiev, Djourova, 1975a, b; Джурова, Алексиев, 1983, 1988; Алексиев, Джурова, 1995; Aleksiev et al., 1997). Те са свързани с пирокластитите на Белипласткия и Перперешкия вулкански комплекс от Кърджалийската група, на Мезекския комплекс от Златоустовската група, както и на Светиилийския и Равенския комплекс от Дамбалската група. Клиноптилолитът в тези скали достига до 80–85% от обема им.

Основните промишлени находища на клиноптилолитови скали и изобщо на зеолитити са свързани с Белипласткия комплекс – Бели пласт, Горна крепост, Мостово (Брънкин и др., 1980ф, 1983ф; Конкин и др., 1990ф). Находищата на клиноптилолитови скали сред пирокластитите на Перперешкия комплекс (Белия баир и Железни врата) са локализирани в района на гр. Кърджали. Проявления на клиноптилолитовите скали се установяват още югоизточно от Момчилград (в Перперешкия комплекс), източно от с. Равен (в Равенския комплекс), северно от с. Нановица (в Светиилийския комплекс), близо до с. Кралево (в Белипласткия комплекс) и северозападно от Кърджали (в Белипласткия комплекс).

Морденитовите скали имат ограничено разпространение. Те се установяват в изолирани петна в разрезите на клиноптилолитовите скали, свързани с Белипласткия и Мезекския комплекс (Aleksiev, Djourova, 1976; Алексиев, Джурова, 1995; Aleksiev et al., 1997, 2000; Ivanova, 2001b; Yanev et al., 2006). Морденитът обикновено замества клиноптилолита, но често се образува и в перлити. Количеството на морденита достига до 65–80% от обема на скалата. Морденитови скали се разкриват в района на селата Мост, Страхил войвода и Лясковец (сред Белипласткия комплекс) и с. Мезек (в пределите на Мезекския комплекс). Всички те са локализирани в непосредствена близост до Златоустовската дислокация. Запаси са доказани единствено в находище Лясковец (Конкин и др., 1992ф).

Зеолитите в Източните Родопи са образувани в морски условия и са свързани с проявите на експлозивен кисел вулканизъм (Алексиев, Джурова, 1995 и др.).

Киров (1974) приема, че клиноптилолитите са формирани при реакция на риолитовото стъкло с метеорни и грунтови води.

Aleksiev, Djourova (1975a) лансират идеята за т.нар. автоклавен модел на образуване на зеолитите. Според тях пирокластичните потоци не са изстинали напълно при изливането си в морския басейн. В резултат в басейна се привнася огромно количество топлинна енергия. Поради бързото седиментиране и погребване значителна част от топлинната енергия се запазва и акумулира. Създава се природен автоклав с огромни размери, но с почти еднакви параметри на физико-химичните условия, където протичат процесите на зеолитизация. Приемат, че зеолитовите скали са воден аналог на игнимбритите. По този начин се образуват клиноптилолитовите и аналцимовите зеолити (Aleksiev, Djourova, 1975a; Алексиев, Джурова, 1995; Aleksiev et al., 1997). Морденитовите скали са резултат от хидротермална промяна на клиноптилолитови и аналцимови скали или директно на вулканско стъкло или перлит в киселите скали на Мезекския и Белипласткия комплекс (Aleksiev, Djourova, 1976; Aleksiev et al., 1997, 2000). Те показват ясна териториална привързаност към тектонски нарушения и внедряване на риолити, които са станали проводници на хидротермални разтвори (Златоустовска дислокация).

Сред епикластитите на Белипласткия и Перперешкия комплекс се установяват и преотложени

клиноптилолитови скали (Djourova, Milakovska-Vergilova, 1996; Aleksiev et al., 1997).

Според Raynov et al. (1997) зеолитизацията в източнородопските пирокластични последователности е причинена от регионална нискотемпературна хидротермална система.

Yanev et al. (2006) смятат, че наблюдаваната вертикална зоналност (адулар в основата на пирокластитите от първата фаза) може да се обясни с процесите на диагенезис, респективно с дълбочината, а латералната зоналност подсказва хидротермален произход. Широкото разпространение на селадонит вътре в зеолитизираните пирокластични може също да индикира хидротермален произход.

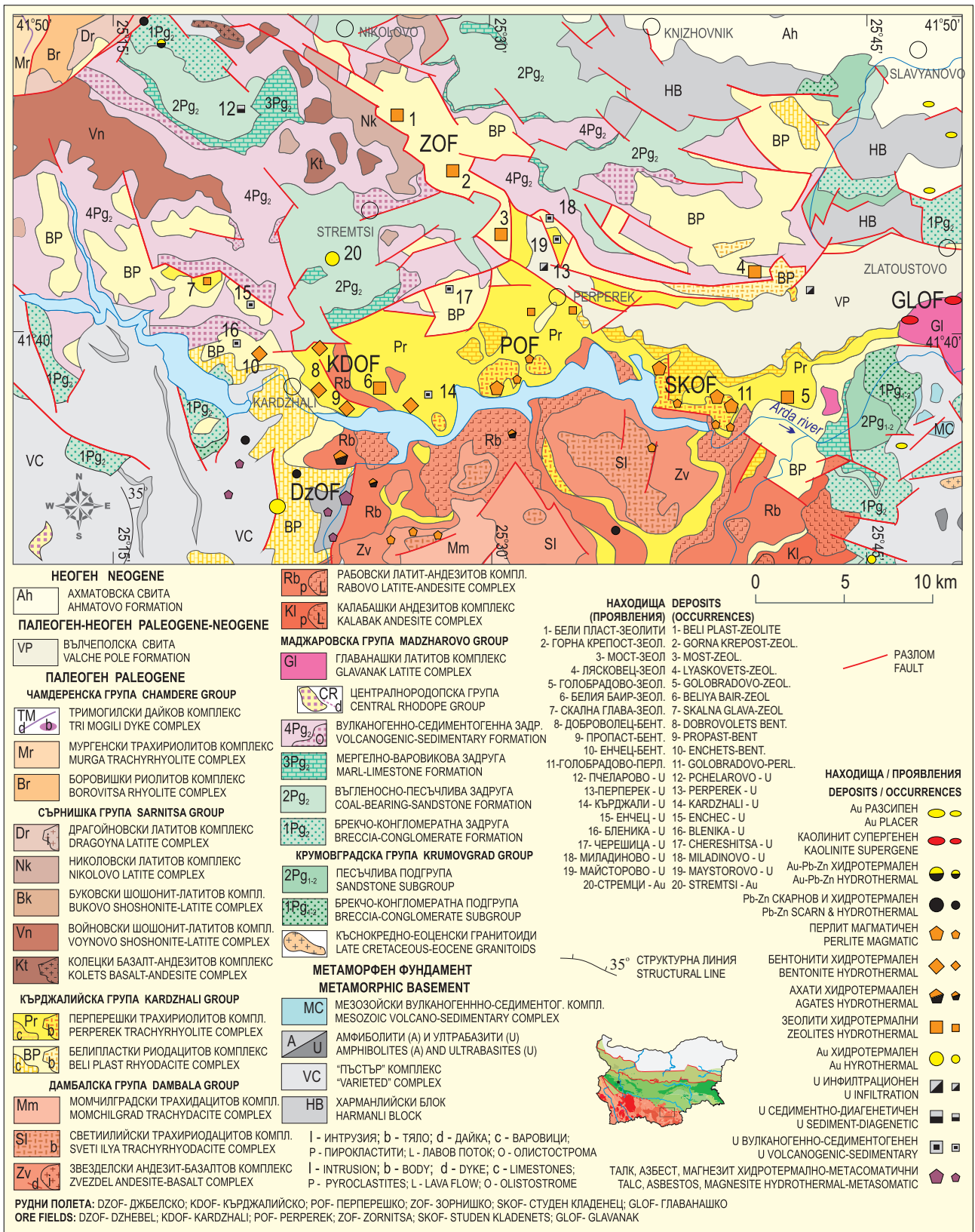
Зорнишко зеолитово поле

Включва находищата на клиноптилолитови зеолити, локализирани сред пирокластитите на Белипласткия комплекс в пределите на Зорнишкия грабен и Мъдрецкия клин, на север и северозападно от Кърджали – *Бели пласт, Горна крепост и Мост*. Зеолитовите скали са концентрирани главно в югозападния борд на грабена, където оформят една непрекъсната ивица. Зеолитизираните пемзови късове достигат до 8–10 cm. Клиноптилолитовите зеолити залягат върху приабонски седименти или аналцимови зеолити. В най-долната сиво-бяла зона (15–20 m) зеолитите са изградени от клиноптилолит (40%) и аналцим (30%). Втората зона е изградена от клиноптилолит и селадонит, който придава резедавия им цвят. Съдържанието на клиноптилолит в тази зона е най-високо – 70–82%. Дебелината ѝ е около 60–70 m. Третата зона е с розов цвят, който се дължи на присъствието на розов монтморилонит. Съдържанията на клиноптилолит в нея достигат до 78%, а на монтморилонит – до 8%. Дебелината на тази зона е 25–30 m. В четвъртата зона количеството на монтморилонита постепенно намалява и се увеличава съдържанието на незеолитизираното вулканско стъкло. Дебелината ѝ достига до 35–40 m. За находищата, локализирани в това поле (Бели пласт, Горна крепост и Мост), са проучени запаси около 1,8 млрд. тона зеолитови скали.

Други находища на зеолитови скали

Находището на клиноптилолитови скали Голбрадово е локализирано също сред пирокластитите на Белипласткия комплекс.

Проявлението на клиноптилолитови скали Скална глава (Костино) се разполага в предели-



Фиг. 61. Металогенна карта на Кърджалийския руден подрайон
 Fig. 61. Metallogenetic map of the Kardzhali ore subregion

те на Крушканския грабен. В основата на разреза, над приабонските седименти се установяват кварцови силицити с дебелина около 1 m. Над тях с дебелина около 87 m залягат зеолитите със съдържание на клиноптилолит от 65 до 95%, средно около 85% (Джурова, Алексиев, 1988). В подчинено количество присъства и селадонит. Клиноптилолитът замества късчетата от вулканско стъкло и запълва празнините между тях.

Находищата на зеолитови скали сред продуктите на Перперешкия комплекс са главно клиноптилолитови. Наблюдават се до 5 „ритъма“ в разпределението на клиноптилолитовите зеолитови скали сред този комплекс. Те се проявяват в увеличаване и намаляване съдържанието на клиноптилолит във вертикална посока.

Най-голямото находище в този вулкански комплекс – *Белият баир*, се намира източно от Кърджали. Дебелината на зеолитовите скали тук е до 73 m. Находището се разполага в непосредствена близост до предполагаемия експлозивен център на Перперешкия трахириолитов комплекс (Георгиев, Милованов, 2006г; Георгиев, 2007й, к).

Находището на морденитови скали Лясковец е локализирано сред пирокластичните потоци на Белипласткия комплекс.

Морденитизацията е най-интензивно развита около контакта на пирокластичните потоци с риолитовите тела с перлити.

Хидротермалният процес е свързан с риолитовия вулканизъм, но е наложен след образуването на перлитите, които на места също са превърнати в морденитови скали. Наред с морденит се образува и селадонит. В разреза се срещат и полиминерални зеолитови скали, изградени от морденит, аналцим и клиноптилолит. В пирокластитите съдържанието на морденит достига до 65–70%.

4.1.5.2.2. Бентонитови хидротермално-метасоматични находища

Локализирани са главно в пределите на *Кърджалийското бентонитово поле*. В района на гр. Кърджали бентонитизацията е засегнала целия разрез на пирокластитите от Белипласткия риодацитов комплекс и пирокластитите в основата на Рабовския латит-андезитов комплекс (Атанасов, Горанов, 1963, 1988; Атанасов и др., 1965, 1972; Божинов, 1984ф; Брънкин, 1987ф).

В Белипласткия комплекс бентонитовите пластове достигат до 15 m дебелина. Те се редуват с

рифови варовици и мергели. Най-добре са представени в района на селата Енчец и Опълченци на запад и юг от гр. Кърджали. Тези бентонитови глини обикновено са бели на цвят. Глинестите минерали са монтморилонит и каолинит. Алогеният компонент съдържа магнетит, циркон, апатит, биотит, санидин, олигоклаз, кварц и реликти от вулканско стъкло. Само в отделни пластове се съдържат и гранат, левкоксен, рутил, турмалин, мусковит, епидот, ортоклаз, анортоклаз и андезин (Атанасов, Горанов, 1988).

Бентонитите в основата на разреза на Рабовския комплекс са най-интензивно представени в района източно от гр. Кърджали – находищата *Доброволец*, *Пропаст* и др. Общата дебелина на разреза с бентонитови глини достига 55 m.

Глините са с различни оттенъци на зелено-то. Глинестите минерали също са представени от монтморилонит и каолинит. Неглинестата автогенна съставка е от кристобалит, калцит, арагонит, анкерит, хлорит, барит, кварц, пирит, халкопирит, арсенопирит, зеолити, Fe-хидроокиси (Атанасов, Горанов, 1988).

Описва се зоналност в разпределението на глинестите минерали около латитова дайка от Рабовския комплекс. Около дайката преобладават каолинит и монтморилонит, а в отдалечените зони се установява и халуазит.

Смята се, че бентонитовите находища са хидротермално-метасоматични. Бентонитовите глини са получени в резултат от аргилизация на кисели и средни по състав пирокластити. Хидротермалните разтвори са еволюирали от кисели до алкални.

В района на гр. Кърджали и околностите му са описани още и проявления на диагенетично-катагенетични, тектонско-катагенетични, седиментационни и елувиални бентонити (Атанасов, Горанов, 1988). Те нямат съществено икономическо значение.

В находищата от района на Кърджали са прочувени запаси от около 90 млн. тона бентонитови глини.

4.1.5.2.3. Перлитови магматични находища

Находища и проявления на перлити се установяват с ефузивните и субвулканските фазиеси на всички кисели магматични комплекси в Източните Родопи. Промислено значение обаче имат само тези, които са свързани с Кърджалийската кисела

магматична група и по-специално с Перперешкия трахириолитов и Устренския риолитов комплекс.

Перлитовите тела са локализиращи предимно по приконтактните части на магматичните тела, главно екструзии и по-рядко лавови потоци, дайки и силове.

Устренско перлитово поле. Намира се западно от гр. Джебел в пределите на т.нар. Устренски ефузивен район. Перлитовите тела се разполагат сред екструзиите на Устренския риолитов комплекс, главно по периферията им. В района са известни около 20 перлитни тела (Горанов и др., 1960). Перлитите от този район са сиво-бели и сиви. Те имат добре изразена призматична напуканост. Прогнозните запаси за перлит за Устренския район възлизат на повече от 25 млн. тона.

Тук е и най-голямото перлитно находище в България – *Счупената планина*. В най-външната част на екструзива се наблюдава чист перлит. Следва преходна зона с редуване на „слоеве“ с дебелина от около няколко сантиметра от перлит и риолит и зона на чист риолит във вътрешните части (Yanev, 1985).

Перлитово поле Студен кладенец. Включва установените в района на стената на язовир „Студен кладенец“ находища Голобладово, Светослав и Конево и редица проявления. Телата от перлит се установяват по перифериите на трахириолитови тела от Перперешкия комплекс, разположени сред пирокластични от същия комплекс. Дебелината на перлитовите тела е средно около 30 m, но в отделни случаи достига 130 m.

В находище *Голобладово* най-голямото тяло представлява перлитов поток с дължина около 500 m, ширина 250 m и дебелина до 131 m. На различни нива в това тяло се срещат включения от пирокластични или риолити. Перлитът е сивосинкав и тъмносив до черен (Горанов и др., 1960; Горанов, Попов, 1989; Yanev, 2003a). Перлитите в сравнение с изкристализираните разновидности имат по-ниско съдържание на SiO_2 , Na_2O и Ba, по-високо съдържание на Al_2O_3 , K_2O , Ti, Zr, Mn, Y, Cs и Rb, както и много по-високо отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Предполага се, че перлитната вода е с магмен произход и че трахириолитовите сферолоиди и слоеве имат ликвационен генезис (Yanev, 2003).

Перлитово поле Перперек. Включва находище *Спирка Средна Арда* и няколко проявления около

водослива на р. Перперек. Телата са локализиращи по контактите на два екструзива (Перперешки вулкан; Янев и др., 1968) от Перперешкия трахириолитов комплекс, вместиени сред пирокластични на същия комплекс. Перлитовите тела се установяват в основата на трахириолитовите потоци. Перлитите са сиви или сиво-зелени, ивичести с порфири от санидин, олигоклаз и биотит. Установява се и перлитна брекча, споена с пирокластичен материал (Горанов и др., 1960; Горанов, Попов, 1989).

Други перлитови проявления

Перлитови тела се установяват и в рамките на *Дамбалъшкия вулкан*, главно в северната му част, свързани с фазата на Светиилийския трахириодацитов комплекс. Перлитовите тела са локализиращи в основата на лавов поток от този комплекс. Дебелината на телата е до около 6 m, а дължината им до 1–1,3 km (Горанов, Попов, 1989). Перлитът е сив, сиво-черен до черен.

Подобни тела се установяват още по северозточния склон на *Светиилийския вулкан* (с. Бойник). Телата са локализиращи по основата на трахириодацитов поток от Светиилийския комплекс.

Неголеми перлитови тела се установяват и в *Боровишката калдера* – водосбора на р. Боровица и западно от с. Сърница. Те са локализиращи около контактите на тела от Мургенския трахириолитов и Паничковския трахириолитов комплекс. Няма икономическо значение.

4.1.5.2.4. Главанашко поле на изветрителни глин

Каолинитовата изветрителна кора в Източните Родопи се образува при промяна на средни и кисели по състав вулкански скали. За сметка на тези скали при подходяща палеогеографска обстановка (заравнен слабохълмист релеф, топъл и влажен климат и др.) през олигоцен се образува площна каолинитова изветрителна кора. Бързото отлагане на седиментите на Вълчеполската мола са в Бряговското понижение е изиграло решаваща роля за запазването на изветрителните продукти от размиване. Поради това реликти от тази изветрителна кора се откриват почти винаги непосредствено под тези отложения (Тодорова, 1988).

Халуазит-каолинитовата изветрителна кора се следи от района на с. Дъбовец, Хасковско, до с. Мост, Кърджалийско (Тодорова, 1972, 1988). Тя е образувана върху вулканските скали главно от Главанашкия латитов и Габеровския трахида-

цитов комплекс в северното подножие на Маджаровския вулкан и частично върху пирокластити от Перперешкия трахириолитов комплекс. Разполага се в основата на Бряговското понижение.

Единственото промишлено находище на резидуални халуазит-каолинитови глини е *Главанак*. Следи се в ивица, широка повече от 0,5 km и дълга 3 km. Изветрителният профил има средна дебелина около 40 m. Отдолу нагоре се отделят: свежи скали с жилки от глинести и карбонатни минерали; монтморилонитови и над тях халуазитови глини със запазени текстурно-структурни особености на изходните скали; каолинитови глини с напълно заличени текстурно-структурни особености на изходните скали. Отделните изветрителни зони са неравномерно развити и често прехождат една в друга (Тодорова, 1988). Най-горната зона на кората (латерална броня или кираса) в околностите на с. Главанак е силно размита. В глините преобладават минералите от каолинитовата група (каолинит и халуазит) с примеси от монтморилонит. Те съдържат гьотит и хематит, количеството на които нараства в горните нива, докато присъствието на реликтовите минерали (кварц, санидин и магнетит) намалява. Глините са процепени от жилки от каолинит и халуазит. Прогнозните запаси се оценяват на десетки млн. тонове.

4.1.5.2.5. Джебелско талково поле

Магнезит-талковите минерализации са свързани с метаморфни и хидротермални изменения на ултрабазити от фундамента. Джебелското талково поле е включено малко условно към Кърджалийския подрайон, който се характеризира с неметални полезни изкопаеми, свързани главно с палеогенския вулканизъм.

Тук са установени три талкови находища (Джебел, Геново и Карагъоз дере) и няколко проявления. Всички те съдържат азбест и магнезит. Минерализациите са вместени във или около неголеми (до 220/50 m) тела от ултрабазити сред амфиболити. Телата са представени от жилообразни зони с дължина до около 500 m и дебелина 50–60 m. Изградени са от талк (около 45%), магнезит, примеси от „руден прах“ (предимно магнетит) и хромшпинелиди. На места има включения от актинолит, хлорит, талк с доломит и съвсем рядко реликти от антофилит-азбест с талкови псевдоморфози (Желязкова-Панайотова, Божинов, 1989).

4.1.5.2.6. Други орудявания

Уранови диагенетични орудявания от уран-въглищно-глинест тип. Проявление *Пчеларово* е локализирано сред материалите на въгленосно-песъчливата задруга. От този тип е и *проявление Перперек-1*, разположено в сиво-черни лещи и неиздържани слоеве от въглищни глини сред пирокластитите на Белипласткия риодацитов комплекс. Подобни индикации се установяват и сред материалите на Вълчеполската свита в същия район (Драгоманов и др., 1994ф).

Уранови вулканогенно-седиментни орудявания от уран-желязо-фосфатен тип. Проявление *Кърджали-изток* е локализирано на четири нива сред пирокластитите на Перперешкия трахириолитов комплекс. Рудоносните слоеве са ожелезвени (хидрохематит) с дребни конкреции от манганови оксиди и впръслещи от апатит. В района на находището се установява и супергенна слюдена минерализация с урановите минерали карнотит, туюмонит и ренардит. Всъщност урановоносните рудни тела се разполагат над бентонитите (Драгоманов и др., 1994ф).

В аналогичното *проявление Долни Главанак* е установена и първична минерализация от настуран и кофенит. От подобен тип са и *проявленията Бленика, Черешница, Майсторово, Миладиново, Енчец* и няколко други индикации. Урановите орудявания в киселите пирокластити са дистанцирани от зеолитовите находища.

Уранови седиментно-инфилтрационни слюдено-кофенитов тип орудявания са локализирани сред седиментите на Вълчеполската свита – проявление *Перперек*.

Златното хидротермално находище Стремци се разполага сред седиментите на въгленосно-песъчливата задруга в пределите на Чернооченския блок (северно от гр. Кърджали). Рудните тела са линейни щокверки с посока 10–40°. Те наподобяват зоните в находище Хан Крум, участък Ада тепе. Хидротермалните изменения са главно аргилизити с наложени окварцяване и адуларизация по жилки и гнезда. Рудната минерализация е от дребни впръслещи и гнезда. Главен руден минерал – пирит; второстепенни – арсенопирит и марказит; спорадични – халкопирит, пи-

ротин, сфалерит, галенит и самородно злато (Колев и др., 2011).

Находището е експлоатирано още от траките.

В средата на 90-те години на миналия век Комитетът по геология финансира търсещо-проучвателни работи в дълбочина на находището, но резултатите не бяха положителни.

„Болкан минерал енд майнинг“ ЕАД през 2003 г. взема разрешение за търсене и проучване на метални полезни изкопаеми, но резултатите също са отрицателни.

Опалити. Органогенните варовици сред пирокластитите на Перперешкия трахириолитов комплекс на места са окварцени. В резултат са получени опалити, в които е запазена структурата на организмите, главно корали (проявление Жинзифово).

В района на селата Светослав и Перперек, сред пирокластитите на Перперешкия трахириолитов комплекс са установени пластообразни и лещообразни тела от плътни опалови силицити. Те са изградени от опал, халцедон, кристобалит и микрозърнест кварц. Опалитите са бели, светлосиви, на места с оранжеви или светлокафяви петна (Горанов, 1988). Образуването им се свързва с изливането на термални води с високо съдържание на SiO_2 .

4.2. Централнородопски руден район

Централнородопският руден район асоциира с Централнородопския комплексен купол (Георгиев и др., 2007).

Тази структура е описвана от Боянов, Кожухаров (1971) като Централнородопски антиклинорий. В неговите предели те отделят Севернородопска, Среднородопска и Южнородопска антиклинала, разделени от Севернородопска и Южнородопска синклинала. Всички тези структури са със ЗСЗ посока. Те са усложнени от напречното Маданско-Давидковско подуване. По-късно Кожухаров и др. (1992, 1994) описват в същия антиклинорий Севернородопска, Широколъшка, Среднородопска и Южнородопска антиклинала, Севернородопска, Широколъшка и Южнородопска синклинала и Въчанско, Лясковско и Маданско-Давидковско подуване.

Основна първоразрядна структура в Централнородопския комплексен купол е Маданско-

Давидковският купол. В ядрото му се разкриват мигматизирани гнайси, а по периферията му – пъстрият метаморфен комплекс (Ivanov, Z., 2000). Северната му периферия е деформирана от Широколъшкия, Лясковецкия и Добралъшкия купол от по-висок ред. От тях в разглеждания район влиза само част от Добралъшкия купол.

Между Широколъшкия, Лясковецкия и Добралъшкия купол се разполага Хвойненският грабен. Той е изпълнен с олигоценски седименти и предимно кисели вулкански скали. Между Маданско-Давидковския купол, от една страна, и Широколъшкия и Лясковецкия купол, от друга, се вклинва Смолянското понижение.

Металогенният облик на този район се оформя от оловно-цинковите находища, локализиращи изключително в Маданско-Давидковския купол (фиг. 62). В него се обособява и Маданско-Давидковски руден подрайон.

В северната част на комплексния купол, в района на с. Югово, се установяват няколко гранитоидни тела от ранноекстензионния магмен етап. С тях асоциират молибденови, волфрамови, уранови и флуоритови находища и проявления, обединени в Югово-Нареченския руден подрайон.

Тук се разглежда само източната част на Централнородопския руден район.

4.2.1. Маданско-Давидковски руден подрайон

4.2.1.1. Оловно-цинкови скарнови и хидротермални находища и проявления

Тези орудявания ярко доминират в разглеждания подрайон. В него се отделят Лъкинско, Давидковско, Маданско, Ардинско и Еньовченско рудно поле, които наред с някои специфични черти имат много сходни особености (обзор в Димитров, Р., 1988).

Рудните тела са представени от жили, които са вместили в метаморфния фундамент. Когато рудовместващите разломи пресичат мрамори, се образуват и скарнови хидротермално-метасоматични рудни тела.

Навсякъде хидротермалният процес започва с отлагане на скарни. Обикновено това е йохансенит-родонитовата парагенеза и само в Ардинското рудно поле тя е хеденбергит-диопсидова. Околорудните изменения са тип березити, като в Маданското рудно поле се описват и лиственисти.

Първоначално се отлага кварц-пиритова (Маданско, Давидковско, Лъкинско рудно поле) или спекуларит-магнетит-кварцова (Ардинско рудно поле) парагенеза. Следва основната продуктивна кварц-галенит-сфалеритова парагенеза (в Маданското, Ардинското и Лъкинското рудно поле и със самородно злато). След нея в Маданското и Давидковското рудно поле се отлага родохрозитова, следвана от втора полиметална и кварц-арсенопирит-сулфосолна парагенеза. Хидротермалният процес навсякъде е финализиран с калцит-манганокалцитова или калцитова (Лъкинско рудно поле) парагенеза (Богданов, 1961; Гаджева, 1978; Мънков, Малинов, 1982; Кольковски, Манев, 1988; Кольковски, Нафтали 1988; Нафтали, Малинов, 1988; Стойнова, 1988; Маринова, 1994; Маринова, Кольковски, 1994).

По Ag/Ag възрастови определения на мусковит от жилите и изменените вместващи скали орудяванията в Маданското рудно поле се датират на $30,4 \pm 0,5$ Ма, което е съизмеримо или са с $0,5-1,0$ Ма по-млади от игнимбрите в околните понижения и риолитовите дайки в района (Ovtcharova et al., 2003; обзор в Марчев, 2006). Възрастта на орудяванията в Лъкинското рудно поле се датира на $29,3 \pm 0,1$ Ма, която е с $2,5$ Ма по-млада от магматизма в Боровишката калдера – $31,8$ Ма (Singer, Marchev, 2000; обзор в Марчев, 2006). Тези данни дават основание да се предположи парагенетична връзка на вулканизма (субвулкански тела) и орудяването, а именно, че са резултат на еволюцията на единна магмена камера в дълбочина.

Съставът на флуидите, физикохимичните параметри и изотопните състави са най-добре изучени в Маданското рудно поле.

Състав на флуидите. Течната фаза на флуидите представлява сравнително разреден Cl-Na-K воден разтвор (флуидни включения в галенит; Бонев, 2002). Анионният състав е еднообразен – Cl⁻ йони средно 24 ± 2 g/l, бикарбонатни и флуорни йони под 2 g/l. Съотношението между основните катиони в разтворите Na:K:Ca е сравнително постоянно и варира около 11:2:1. Рудните компоненти присъстват в ниски концентрации – Pb, Zn, Cu от 0,01 до 0,3 g/l. Съдържанията на Fe²⁺, Mn²⁺ достигат до 2–3 g/l. Разтворите са слабокисели, редукционни. Показателят рН варира в интервала 6,2–6,7, средно 6,5. Газовата фаза съдържа само

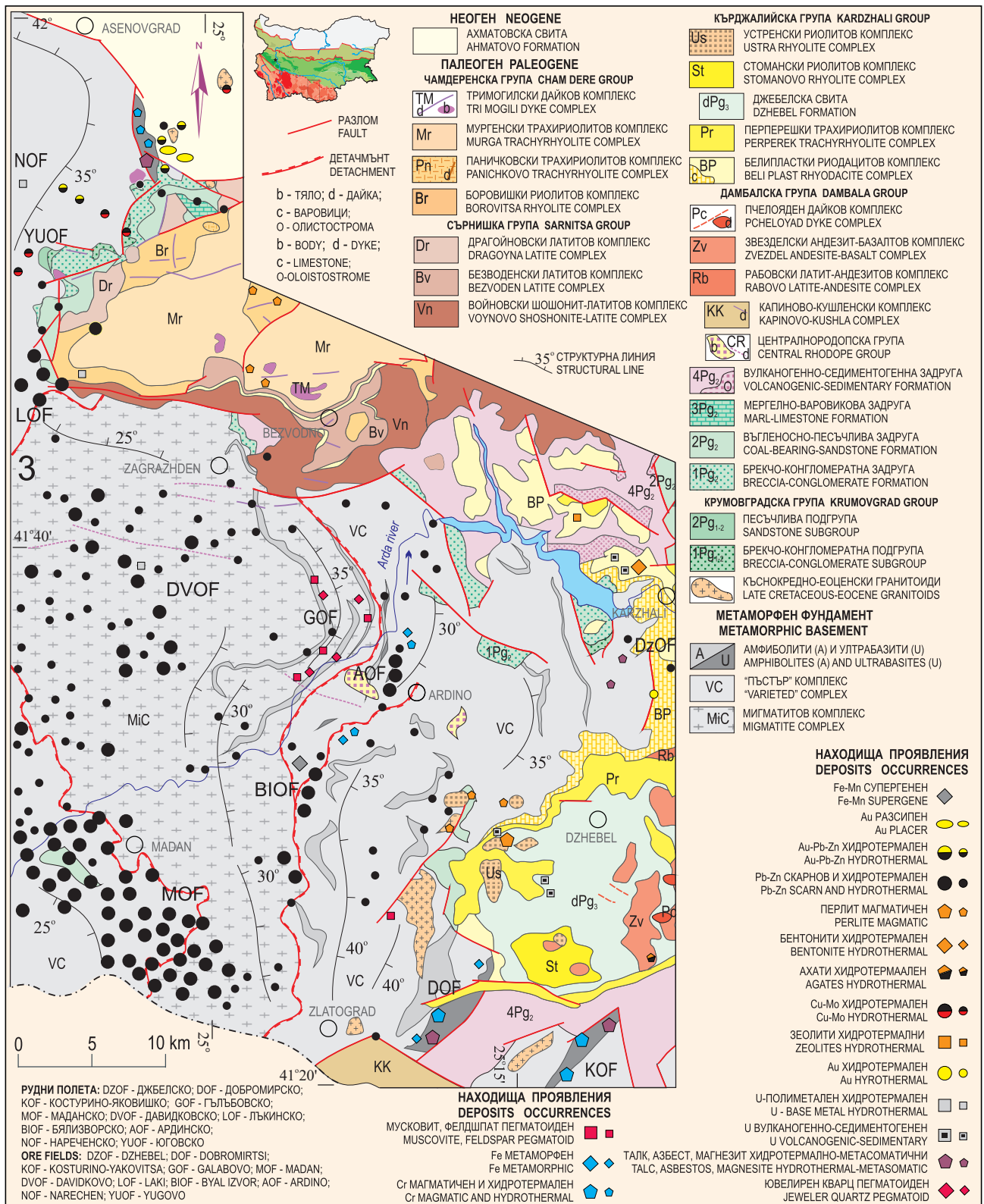
CO₂ и водни пари. Средната концентрация на CO₂ е 0,4 тегл. %, много по-малка от наситените с CO₂ разтвори. Парциалното налягане се определя на 4 bar. Общата соленост на разтворите е около 4–5%. Криометричните изследвания на парагенетичния кварц показват близка соленост (напр. ~8% NaCl_{eq} по Страшимиров и др., 1985; 3,0–8,5%, средно 5,3% NaCl_{eq} по Костова, 2004 и др.).

Физикохимични параметри. Минералоотлагането в рудното поле протича в температурния интервал 400–80 °С (Кольковски, Петров, 1972; Кръстева, 1977; Кольковски и др., 1978; Кольковски, Манев, 1988). Йохансенит-родонитовата парагенеза се образува при 400–350 °С, кварц-пиритовата – 365–300 °С, галенит-кварцовата – 350–260 °С, кварц-галенит-сфалеритовата – 350–260 °С, родохрозит-доломит-манганокалцитовата – 280–220 °С, кварц-арсенопирит-сулфосолната – 200–130 °С, манганокалцит-калцитовата – 170–80 °С. По отношенията Na/K и Ca/Na на разтворите, отложили галенита, се определя температура 310 ± 15 °С (Бонев, 2002).

Вертикалният интервал на отлагане на орудяването е поне 1650 m, а като се вземе предвид и ерозионният срез, вероятно надхвърля 2000 m (Кольковски, Манев, 1988). Ако налягането в отворените тектонски пукнатини е било хидростатично, в най-ниските части то е достигало до 120–140 bar.

Изотопен състав и източници на водата. При директен анализ на флуиди, влючени в галенит, и индиректни определения в рудоносния кварц стойностите на δD попадат в интервала от –40 до –80 при средна стойност –60,6‰ (Бонев, 2002). Съдържанието на $\delta^{18}O$ варира между 0 и –12‰ и попада близо до линията на метеорните води. Всички определения за $\delta^{18}O$ на рудоносните флуиди са далеч от областта +6 до +9‰, характерна за магматичните флуиди. Тази изотопна характеристика показва преобладаващо метеорен произход на хидротермите.

Изотопен състав и източник на сярата. Изотопният състав на сулфидната сярa $\delta^{34}S$ варира в интервала от +0,3 до +8,2‰. Изотопният състав на тоталната сярa в разтворите $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ се оценява на около 4,5‰, като за доминираща форма се смята H₂S. Средните стойности на $\delta^{34}S$ на сулфидите в района съвпадат с тези на дометаморфния пи-



Фиг. 62. Металогенна карта на източната част на Централнородопския руден район (по Георгиев и др., 2007)

Fig. 62. Geological map of the eastern part of the Central Rhodope ore region (according to Георгиев и др., 2007)

ротин от амфибол-пиротиновите тела сред метаморфния фундамент. Допуска се, че сярата е отделена от магма, която от своя страна е претопила голям обем коров материал (Бонев, 2002).

Изотопните изследвания на Pb в галенита попадат изцяло в полето на „горната кора“ или в гранитния слой, което предполага коров произход на рудното вещество (Амов и др., 1985; Кольковски, Манев, 1988).

4.2.1.2. Други орудявания

Доленско пегматитово поле – мусковит, фелдшпат. Локализирано е в ЮИ периферия на Маданско-Давидковския купол. Мигматитовите гнайси са пресечени от неголямо гранитоидно тяло. Пегматитите са микроклин-олигоклазови. Находище Долен е експлоатирано за мусковит.

Ленище-Мишевско пегматитово поле – мусковит, фелдшпат. Разполага се в източната периферия на Маданско-Давидковския купол. Районът е изграден от мигматитови гнайси, наситени обилно с пегматити. Телата са секущи и послойни с дебелина 1–10 m и дължина до няколкостотин метра. Пегматитите са редкоземни, олигоклаз-микроклинови. Минералният състав е калиев фелдшпат (около 50%), кварц (10–15%), мусковит и биотит (2–3%), ортит, ксенотим, монацит, гранат, циркон, апатит, рутил и др. (Иванов, И., 1989).

Гълъбовско пегматитово поле – ювелирни камъни. Установява се в източната част на Маданско-Давидковския купол. Включва редица проявления и индикации на камерни микроклин-албитови пегматити, сред които се установяват редица ювелирни кристали – планински кристал, берил, гранат (Иванов, И., 1989). Те са обект на добив от частни лица и лапидари.

4.2.2. Юговско-Нареченски руден подрайон

С къснокредно-еоценския гранитоиден комплекс (разпространен доста по-ограничено в сравнение със Западнородопския комплексен купол) в този подрайон асоциират оловно-цинкови, флуоритови, волфрамови, молибденови и уранови орудявания. Този подрайон включва Юговското (флуорит, Mo), Персенкското (Pb, Zn) и Нареченското (U) рудно поле (Манева и др., 1992ф, 1994; Бедринов и др., 1994ф).

Персенкското рудно поле остава на запад от разглежданата площ и тук не се обсъжда. Границата между Юговското и Нареченското рудно поле е много относителна и те в значителна степен се припокриват. В прилаганите тук карти попадат само най-източните им периферии.

4.2.2.1. Юговско рудно поле – флуорит, Mo, Pb, Zn

Намира се в ЮИ част на Добралъшкия купол. Орудяванията са от Мо-флуоритов и Мо-полиметален хидротермален тип. Границата между тези два промишлено-генетични типа е в значителна степен условна. Рудните тела са главно жилни или линейни шокверки, вместени сред мрамори и разнообразни гнайси и шисти. Главни минерали са барит, флуорит, пирит, галенит и молибденит. Като второстепенни са установени сфалерит, бисмутинит, айкинит, халкопирит, цестин и др.

Тези орудявания се обвързват с Юговските и Лъкинския гранитоиден плутон. Доказани са запаси от флуоритови, баритови и молибденови руди, но поради технологични проблеми са отнесени като извънбалансови (Манева и др., 1992ф, 1994).

4.2.2.2. Нареченско рудно поле – U

Разполага се в източната част на Добралъшкия купол. Районът е изграден главно от метаморфни скали, като в района на Наречен са внедрени няколко гранитоидни тела. Отделят се три генетични типа уранови находища – метаморфен, хидротермален и инфилтрационен (Бедринов и др., 1994ф). Метаморфният тип е най-слабо изучен.

Богати по съдържание и контрастни по характер са хидротермалните уранови орудявания. Те са два подтипа – собствено уранов (настуран-флуоритов) с неизяснено промишлено значение и уран-полиметален (настуран-карбонат-сулфиден). Тези орудявания са локализиращи в тектонски зони по северните енто- и екзоконтактни части на гранитоидните плутони. Настуран-флуоритовият подтип е проявен главно сред гранитоидните тела южно от с. Югово. В състава на флуоритовите тела настуранът като правило е в асоциация с пирит, халкопирит и молибденит, които са под формата на гнезда и лещи. Настуран-карбонат-сулфидният подтип е характерен за телата в енто- и екзоконтакта на гранодиоритовия плутон при Юговския разклон. Рудните тела са главно жилни

с размери до 350/10 m в план. Минералната парагенеза е представена от настуран, уранови чернилки, галенит, сфалерит, халкопирит, пирит, борнит, бисмутинит, рамелсбергит, косалит, ковелин и др. Нерудните минерали са представени главно от карбонати, по-рядко от кварц и адулар.

Инfiltrационният (ураново-слюднен) тип орудявания имат най-широко разпространение, но формират малка част от прогнозните ресурси. Такива руди се срещат в целия разрез на Бачковската свита, като почти винаги съпровождат в изветрителните кори и метаморфните и хидротермалните орудявания. Урановите минерали са торбернит и отунит, по-рядко метаторбернит, железни и манганови хидроокиси. Формите и размерите на рудните тела зависят от характера и мащаба на рудоконтролиращите структури – площни и линейни кори на изветряне.

4.2.2.3. Други орудявания

Аи-полиметалните (Аи, Pb, Zn) хидротермални проявления в района на с. Долнослав са локализиращи в СЗ част на рамката на Североизточнородопското понижение. Рудните жили са вместили сред метаморфния фундамент или на контакта на къснокредни (?) гранодиоритови дайки. Пространствената им близост с къснокредния (?) гранитоиден плутон предполага парагенетична връзка с него. Дайките са карбонатизирани, а хидротермалните промени на вместиращите гнайсошисти са в серицит-карбонатен фазиес с малко хлорит.

В участък Могилите се отделят халкопирит-пирит-бисмутинитова, златно-пиритна и англезит-барит-спекуларитова парагенеза. В участък Водениците се описват анкерит-калцитова, кварц-пиритова, кварц-златно-полиметална (с пирит,

галенит, сфалерит, халкопирит), кварц-златно-пирит-арсенопиритна и калцитна парагенеза (Нафтали и др., 1994ф).

Магнезитовото находище Горнослав е локализирано сред ултрабазитов масив, изграден главно от дунити и в подчинена степен от перидоти (харцбургити). Ултрабазитите са напълно или частично серпентинизирани (Трашлиев, 1989). Върху ултрабазичните скали почти повсеместно е развита доприабонска изветрителна кора. В нея са установени хидротермални и супергенни магнезитови минерализации. Промислено значение има супергенният магнезит. В него се срещат реликтови минерали от заместените скали като серпентинови минерали, талк, хлорити, хидротермален магнезит, хромшпинелиди, магнетит. От находището са добити около 200 хил. тона магнезитова суровина.

4.3. Харманлийски блок

Това е един сравнително стерил блок със спорадични минерализации.

Торий-редкоземната индикация Иваново е локализирана сред т.нар. Изворовски метагранити. В района на ториевата аномалия посредством неутронно-активационен анализ са установени аномално високи съдържания на редки земи от цериевата група – $\Sigma TR = 0,145\%$ (Драгоманов и др. 1994ф).

В Стамболовия фрагмент на Харманлийския блок се описват две *уран-полиметални хидротермални индикации*. Минерализациите са от пирит и халкопирит. В проявление Жълти бряг се установяват и галенит, сфалерит, молибденит(?) и отунит. Хидротермалните промени са аргилизитов тип (Драгоманов и др. 1994ф).



АСАРЕЛ МЕДЕТ - АД ASSAREL MEDET - JSC

ОТ ПРИРОДАТА - ЗА ХОРАТА, ОТ ХОРАТА - ЗА ПРИРОДАТА!
FROM THE NATURE TO THE PEOPLE, FROM THE PEOPLE TO THE NATURE!

Минно-обогатителен комплекс „Асарел-Медет“ АД е първата, най-голяма и водеща българска минна компания за открит добив и обогатяване на медни руди. Компанията е основен фактор за социално-икономическото развитие и облика на община Панагюрище и Пазарджишка област, има структуроопределящо значение и уникално място в българската икономика.

„Асарел-Медет“ произвежда и предлага за страната и чужбина висококачествени медни концентрати, цементираща и катодна мед. Традиционно добива най-голям обем минна маса в българския рудодобив и преработва около 13 млн. тона медна руда годишно, като осигурява устойчиво развитие и дълбочинно оползотворяване на минералните суровини на находище „Асарел“.

„Асарел-Медет“ работи в съответствие с трите основни международни стандарта – за управление на качеството - ISO 9001, опазване на околната среда - ISO 14001 и осигуряване на здравословни и безопасни условия на труд - ISO 18001.

Assarel-Medet JSC Mining and Processing Complex is the first, biggest and leading Bulgarian company for mining and processing of copper ores. The company is a main agent for the social and economic development and the image of the municipality of Panagyurishte and the district of Pazardzhik. It has a structure determining significance and a unique place in Bulgarian economy.

Assarel-Medet produces and offers for the country and abroad copper concentrates, cementation and cathode copper of high quality. It traditionally mines the biggest quantity of material in the Bulgarian ore mining industry and processes about 13 mln. tonnes of ore per year thus ensuring sustainable development and thorough utilization of the mineral raw materials of the Assarel deposit.

Assarel-Medet is certified and works in compliance with the three major international standards – for quality management - ISO 9001, environment protection - ISO 14001 and occupational safety and health - ISO 18001.

МИННО-ОБОГАТИТЕЛЕН КОМПЛЕКС
„АСАРЕЛ-МЕДЕТ“ АД
4500 Панагюрище, България
OPEN PIT COPPER MINE
ASSAREL-MEDET JSC
4500 Panagyurishte, Bulgaria
phone: (+359 357) 60210
fax: (+359 357) 60250, 60260
e-mail: pbox@asarel.com



Представителство:
1680 София, бул. България 102
Бизнес център "Белисимо", ет. 6; п.к. 4
Офис "Асарел-Медет" АД
Sofia Bureau:
1680, Sofia, 102 Bulgaria blvd
Business center Bellissimo,
6 floor, pbox 4
phone: (+359 2) 808 25 10
fax: (+359 2) 808 25 29
office@asarel.com;
asarel@mbox.contact.bg



5. КЪСНОАЛПИЙСКА МЕТАЛОГЕННА ЕВОЛЮЦИЯ

Металогенният облик на разглеждания район се оформя през късноалпийската епоха, когато се образуват почти всички промишлени натрупвания на метални и неметални полезни изкопаеми – W-Mo, Pb-Zn, Au-Pb-Zn, Au, флуорит, зеолити, перлит, бентонит и др. По-ранните металогенни изяви имат силно подчинено значение.

Формирането на ядрените комплекси, внедряването на гранитоидните плутони, образуването на пониженията, проявите на късноекстензионен магматизъм и орудяване са непрекъснат взаимосвързан процес. При това орудявания се формират на различни етапи от този процес.



Счупената планина Broken hill

5.1. Докъсноалпийски металогеенни епохи

През тези епоха има многократни прояви както на базичен, така и на кисел магматизъм.

Сред високометаморфните скали в Източните Родопи се установяват няколко нива на базични и ултрабазични скали. Тези скали се разглеждат като офиолитови комплекси (Кожухарова, 1984а, б, 1985), които са остатъци от океанското дъно на един окраен морски басейн. Те са локализиращи в пъстрия метаморфен комплекс.

За протолитите на метагабра от Източнородопския комплексен купол се определят възрасти 572, 459 и 434 Ма и единична датировка с възраст 159 Ма (Peutchcheva et al., 1998; Carrigan et al., 2003; Naydoutov et al., 2004; Bonev et al., 2010b). Предполага се островно-дъгов произход и толеитово-бонинитов характер на магматизма (Naydoutov et al., 2004). За метагабра от разреза на Маданско-Давидковския купол е определена възраст 450–470 Ма (Овчарова, 2005).

Може да се обобщи, че има поне два етапа на образуване на офиолитовите комплекси – неопротерозой и ордовик-силур, а вероятно и трети – юра.

С офиолитовите комплекси са свързани главно хромови магматични и хидротермални, метаморфозирани железни находища (фиг. 63) и някои титанови (рутилови) метаморфозирани проявления.

Хромови (Ni, Co) магматични и хидротермални находища и проявления. Те са свързани с ултрабазитите в офиолитовите комплекси, представени от серпентинизирани тела от перидотити, дунити и харцбургити. Съсредоточени са главно в ивицата Добромирци–Яковица–Черничево в Източнородопския комплексен купол, в района на гр. Ардино (източната част на Маданско-Давидковския купол) и в ивицата Първенец–Марково–Горнослав (североизточната част на Централнородопския комплексен купол). Те са представени по-обилно в Източнородопския руден район, докато в Централнородопския руден район имат силно подчинено значение. Причината е в това, че вместиращите ги офиолитови комплекси, с които са генетично свързани, в Източнородопския руден район имат много по-широко разпространение.

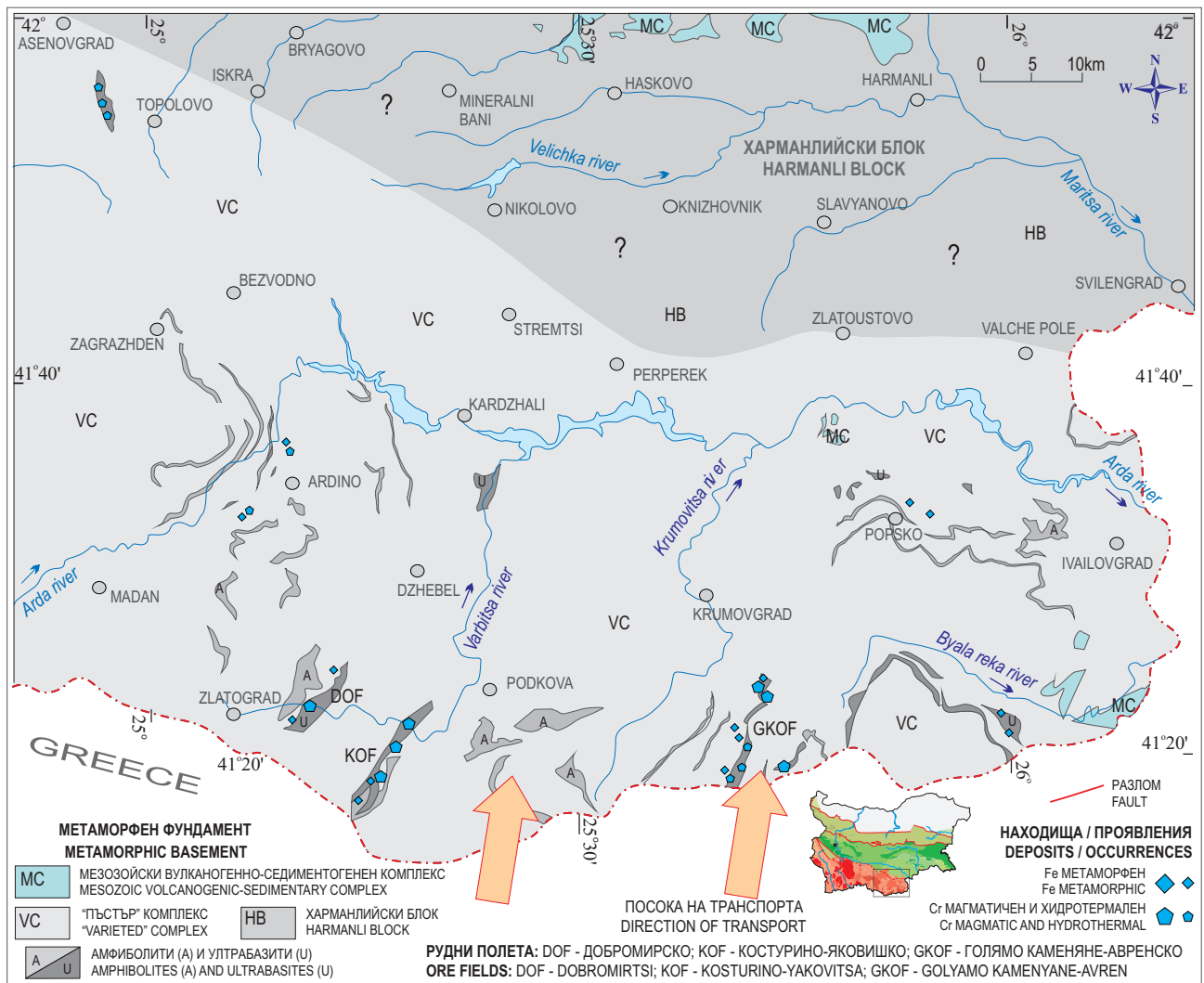
Рудните тела са малки, гнездообразни, локализиращи в серпентинизиращите ултрабазити. Главни рудни минерали са магнохромит и хром-

пикотит. Често, но в малки количества се срещат сулфиди (пирит, пиротин, пентландит, милерит, халкопирит, сфалерит, галенит). Характеризират се с повишени съдържания на Mg, Ni, Co, Fe, Ti, както и на Au и елементи от платиновата група. В Добромирци съдържанието на елементи от платиновата група достига 1,6 ppm, в Яковица – около 0,5 ppm, а в Голямо Каменяне – около 0,15 ppm.

Сред хромсъдържащите рудни минерализации са разграничени три групи: магматични хромитови руди, хидротермално-метаморфни (богати на Fe) минерализации и метаморфогенни Cr- и Ni-съдържащи магнетитови орудявания. Сред магматичните минерализации се отделят ранномагматични, късномагматични (рязко преобладават) и ликвационни хромитови руди. Златните минерализации в Добромирци най-вероятно са с хидротермален произход (Смирнов и др., 1986; Желязкова-Панайотова и др., 1990, 1999).

Съвместното съществуване на богати и бедни на елементи от платиновата група хромити в Родопския масив показва, че хромитите се формират в различни матерни топилки. Смята се, че обогатените на елементи от платиновата група хромити се формират от магми с бонинитов афинитет. Поради това се предполага, че Добромирският масив е фрагмент от субдукционна мантия, локализираща в аркова обстановка. Бедните на елементи от платиновата група хромити в масивите на Яковица и Голямо Каменяне вероятно са свързани с базалти, които са дериват на мантийна магма, локализираща в спредингова зона (Gervilla et al., 2008).

Железни метаморфозирани проявления. Типичен представител са железноносните кварцити – джеспилити (Канурков, 1988). Те изграждат тънки пластове в асоциация с ортоамфиболити, включващи тела от метагабра, еклогити и серпентинити. В Източните Родопи те оформят ивица с ширина 5–10 km, която се следи от района на Златоград докъм Ивайловград и съвпада с разпространението на хромовите орудявания. Рудоносните хоризонти са един, рядко два, с дебелина до 350 m и дължина до 10–13 km. Слоеве от джеспилити в тях достигат до 30 със средна дебелина 20–30 cm. Основен руден минерал е магнетитът и в подчинено количество хематитът, на места с пирит, пиротин, по-рядко халкопирит. Съдържанието на Fe варира от 4 до 9%, рядко до 25%, а на Mn – до 0,1–0,3%. Установяват се и повишени съдържания на Cu (0,1–0,4%) и Ni (около 0,1%). Нямаат съществено икономическо значение.



Фиг. 63. Докъсноалпийска металогенна епоха, офиолитови комплекси (Cr магматични и хидротермални; Fe метаморфни находища и проявения)
Fig. 63. Pre-Late Alpine metallogenic epoch, ophiolite complexes (Cr magmatic and hydrothermal; Fe metamorphic ores)

Предполага се, че джеспилитовите руди са отложени от силициеви гелни маси, свързани с подводен вулканизъм, обогатени на желязо и утаени във водни басейни (Канурков, 1988).

С метаморфозирани базични вулкански скали са свързани и **титанови метаморфозирани проявения** в пъстрите свити в района на Крумовград и Момчилград. Рудните тела са послойни лещи, а рудоносен минерал е рутилът.

Първичните хромови и железни орудявания вероятно са образувани още през неопротерозоя и/или в периода ордовик–силур, когато са формирани и вместиците ги офиолитови комплекси. Те са навлечени в разглеждания район вероятно през мезозоя.

В метаморфните комплекси се установяват тела от метагранити с различна възраст. В Източнородопския комплексен купол са датирани метагранити с възраст 511, 468–442, 328, 301–310, 160 Ma (Peytcheva et al., 1995; Carrigan et al., 2003; Саров, 2008а, б...; Bonev et al., 2010b). В Централнородопския комплексен купол за различни метагранити са получени възрасти от 300–310 и 150, 153,5 Ma (Arkadaskiy, 2000; Peytcheva et al., 2000, 2004; Ovtcharova et al., 2002; Чернева et al., 2002, 2003; Овчарова, 2005; von Quadt et al., 2006а, b).

Очертават се три максимума на прояви на кисел магматизъм, представен днес от метагранити: камбрий–ордовик, карбон и юра.

Киселият магматизъм в общи линии е стерилен. Само за юрския кисел магматизъм в района на Наречен и Югово може да се предполага, че е

носител на урановите метаморфни (метаморфозирани) орудявания. Те остават встрани от разглежданата площ.

Докъснокредни вероятно са и някои *уран-торий-редкоземни проявени* (Драгоманов и др., 1994ф). В района на с. Иваново тези минерализации са свързани с гранитоиди с неясна възраст. В Попско и Аврен са свързани с ортоамфиболити. Ортитът е главният руден минерал, в който са съсредоточени торият и редките земи. Възрастта и генезисът на тези проявления са дискуссионни.

5.2. Късноалпийска металогенна епоха

През тази епоха, в резултат на процесите на постколизийна екстензия, се формират и ексхумират метаморфни ядрени комплекси (куполи). Във връзка с това по периферията на тези куполи се образуват наложени понижения. В резултат на тези процеси разглежданият район е арена на интензивен магматизъм от два съществено различни типа. Ранният екстензионен (синтектонски) магматизъм е локализиран в метаморфния фундамент, представен е в интрузивен фацис и е изключително с кисел състав. За този магматизъм се предполага, че е с коров произход и е резултат от мобилизация в долната пластична кора. Късният екстензионен магматизъм е локализиран предимно в пониженията и е главно във вулкански фацис. В най-големите вулкански постройки са внедрени неголеми комагматични плутони. В метаморфните комплекси този магматизъм е проявен спорадично и е представен от субвулкански дайки и неголеми тела. Той е както с кисел, така и със среден състав. Този магматизъм има мантиен произход (виж. Глава 2.4.2 и 3.3.5). Два типа магматизъм имат специфична металогения.

5.2.1. Ранноекстензионен металогенен етап (K₂-Pg₂)

Смята се, че началото на постколизийната екстензия се бележи от внедряването на гранитоидните тела. За Чучулигинския и Розинския гранит в Белоречкия купол се определя възраст съответно 69 и 68 Ма (U/Pb метод; Marchev et al., 2006). Припекският гранит се датира на 53±2 Ма, а неговите последващи аплитоидна и дайкова фаза – на 52 и 43 Ма (U/Pb метод; Овчарова, 2005).

Приема се, че върхът на алпийското метаморфно събитие се бележи от дискордантната левко-

соста на кристализация на новосформираната анатектична топилка. За Централнородопския купол по U/Pb анализ на циркон и монацит от тази левкососта е определена възраст 53–36 Ма.

Следпиковата ексхумация се датира по Ar/Ar и Rb/Sr изотопи на биотит, апатит, К-фелдшпат и U/Pb изотопи на монацит. За Централнородопския купол тя се определя на 47–34,5 Ма (Ovtcharova et al., 2003a, b; Peytcheva et al., 2000; Овчарова, 2005).

Von Quadt et al. (2012) използват допълващи се Ar/Ar, Rb/Sr, U/Pb методи на датироване, късноалпийската постколизийна еволюция на Централнородопския купол стартира с внедряването на гранитоидните интрузивни тела преди около 42–41 Ма. Тази основна фаза на екстензия е последвана от изстиване на висящата стена на купола до около 300 °C преди 40–38 Ма, датирани с Pb/Sr и Ar/Ar геохронология на метаморфен биотит. В лежащия блок на купола високите температури на метаморфизъм и декомпресия се задържат и в резултат на частичното разтапяне се формират мигматити с възраст 37 Ма. Внедряването на пегматитови жили преди 36 Ма бележи късното събитие на високотемпературната история. Охлаждането на лежащия блок до около 300 °C става между 36–34 Ма,

Времето на разкриване на Белоречкия и Кесибирския ядрен комплекс се определя на 47–35 Ма (Пейчева и др., 1993; Пейчева, 1997) или 62–42 Ма за горния пъстър комплекс и 42–35 Ма за долния мигматитов комплекс (Krohe, Mposkos, 2002).

Изследванията и обобщенията на Bonev et al. (2006; 2010b) посочват, че времето на охлаждане на метаморфната система до около 500 °C (по амфибол) за Кесибирския купол е 39,2 Ма, а за Белоречкия купол – 65–45 Ма.

По същите автори изстиването на системата до температура 350–300 °C (по мусковит и биотит) за Кесибирския купол е 39–34 Ма, а за Белоречкия купол – 40–36 Ма.

Прави впечатление миграцията на процесите от изток на запад. Най-стари са възрастите за внедряване на плутоните, метаморфизма и ексхумацията в Белоречкия купол и най-млади са възрастите на тези явления в Маданско-Давидковския купол.

С процесите на метаморфизъм, във връзка с ултрабазичните тела се формират хидротермално-метасоматични находища и проявления на азбест, талк и магнезит. С внедряването на гранитоидни-

	Маданско-Давидковски купол	Кесебирски купол	Белоречки купол
Охлаждане до 350–300 °С (мусковит, биотит)	37–34 Ма	39–34 Ма	40–36 Ма
Охлаждане до ~500 °С (циркон, монацит, амфибол)	53–36 Ма	39 Ма	65–45 Ма
Синтектонски гранитоиди	53–43 Ма		69–68 Ма

те плутони се образуват скарнови железни проявления (в разглеждания район със силно подчинено значение). С по-късната пегматитова фаза на тези гранитоидни плутони асоциират пегматоидни находища на мусковит, фелдшпат и ювелирен кварц, а с финалните хидротермални прояви – Мо-флуоритови, U-флуоритови и Cu-Mo (W) хидротермални находища и проявления.

Разглежданите процеси и явления интимно се преплитат и понякога е трудно да се възстанови последователността без специализирани изследвания. Така скарновите железни орудявания в Ардинско следва да са приблизително едновъзрастни с Припекския плутон – около 53 Ма (Овчарова, 2005). Хидротермално-метаморфните азбестови и талкови проявления в същия район следва да са едновъзрастни или малко по-млади от началото на ексхумацията на Старцевската единица – около 47 Ма. Пегматитовите минерализации в района, свързани също с Припекския гранит, вероятно са още по-млади – около 45–43 Ма.

Талкови, азбестови и магнезитови хидротермално-метасоматични находища и проявления

Находищата на талк и азбест са формирани в резултат от въздействия на метаморфни и магматогенни хидротермални разтвори върху серпентинитизираните ултрабазити, като се наблюдава налагане на парагенези във времето и пространството (Желязкова-Панайотова, Божинов, 1989; Божинов, Желязкова-Панайотова, 1989). С техните въздействия са свързани процеси на десерпентинизация или повторна серпентинизация, амфиболитизация, хлоритизация, карбонатизация, оталкозяване, лиственитизация и др. Първоначално се образуват антофилит-, пикролит- и хризотил-азбест, впоследствие тремолит-азбест и накрая ксонотлит. Втората по-нискотемпературна минерална парагенеза е от талк и карбонати. Отделят се амфибол-талкова, хлорит-талкова, карбонат-талкова и талкова суровина. Тези минерализации оформят няколко полета (фиг. 64). Телата са метасоматични с неправилна форма, локализиращи по контак-

тите на ултрабазитите или жилни. Находищата са малки.

По-голямата част от тези орудявания са локализиращи в Югоизточнородопски руден подрайон, докато в Централнородопския руден район те имат силно подчинено значение. Причината е както и при хромитовите орудявания – ултрабазитите, с които генетично са свързани тези орудявания, са доста по-разпространени в Източните Родопи.

Находищата на талк и азбест пространствено и генетично са свързани с ултрабазитовите масиви, но генетично и темпорално нямат нищо общо с хромовите и железните орудявания.

Магнезитовите находища също са в тясна пространствена връзка с ултрабазични скали. У нас са известни два типа такива минерализации – хидротермален и супергенен (Трашлиев, 1989). Хидротермалният тип е представен от смесена магнезит-талкова суровина, продукт на инфилтрационен метасоматизъм (Трашлиев, 1989). Такива залежи са представени в ултрабазитовите масиви при с. Горнослав и Джебел. Телата имат лещообразна форма. Супергенните минерализации са поограничени. Установени са в находище Горнослав под формата на жилообразни и лещовидни тела.

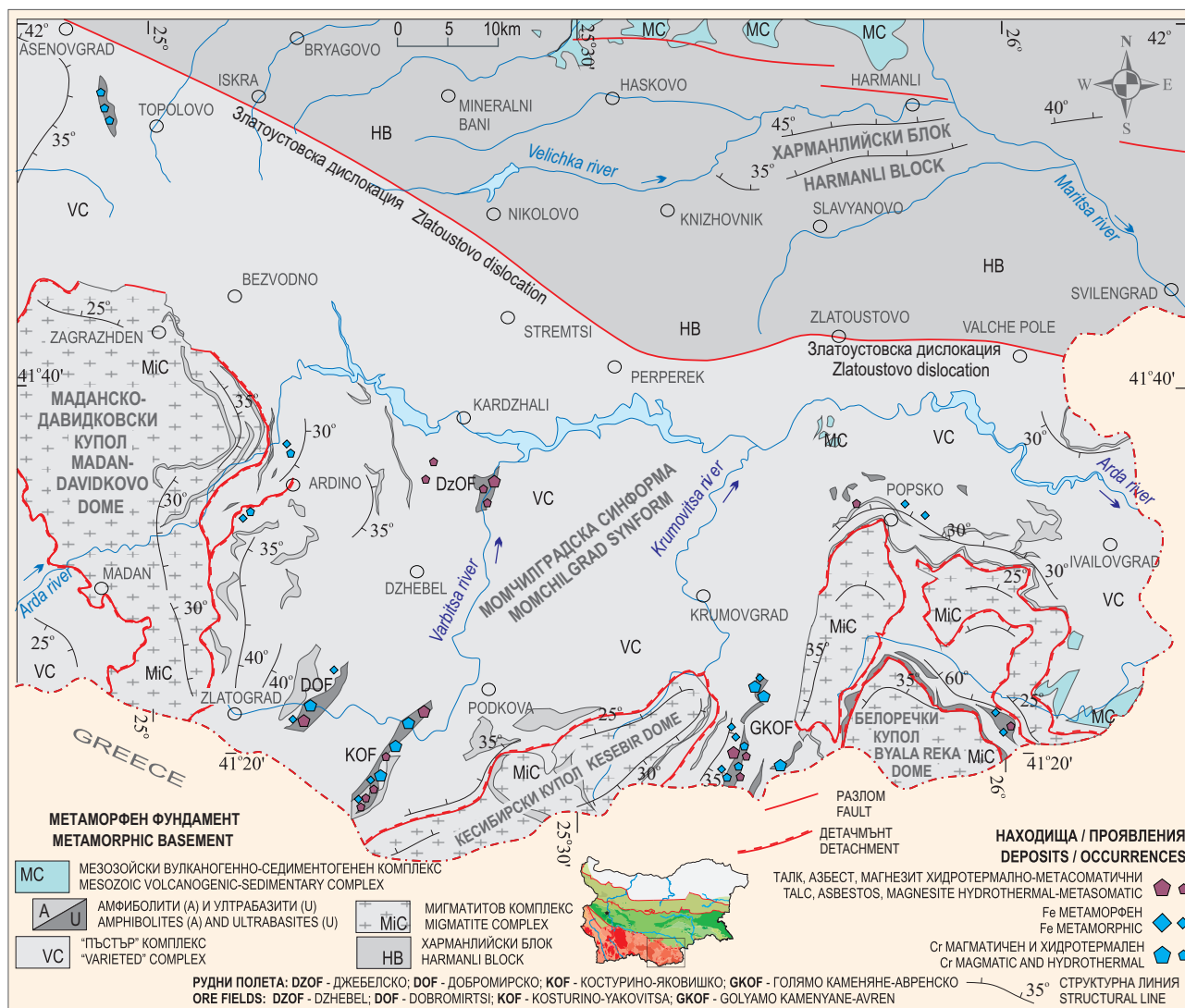
Изветрителната кора е доприабонска – покрива се от приабонските седименти. Съдържанието на MgO достига 33,9%. Находището е експлоатирано.

При метаморфизма през палеогена на първичните хромитови руди се налагат хидротермално-метаморфни (богати на желязо) минерализации и метаморфогенни Cr и Ni съдържащи магнетитови орудявания.

Последните метаморфни и хидротермални промени са през палеогена, но е възможно формирането на някои от тези минерализации да е резултат и от по-стари метаморфни процеси.

Железни скарнови находища и проявления

В разглеждания район те са спорадично проявени. Представени са главно в района на гр. Ар-



Фиг. 64. Късноалпийска металогенна епоха, ранноекстензионен метаморфен етап (азбестови, талкови и магнезитови хидротермално-метасоматични находища и проявения)

Фиг. 64. Late Alpine metallogenic epoch, early extensional metamorphic stage (asbestos, talc and magnesite hydrothermal-metasomatic deposits and occurrences)

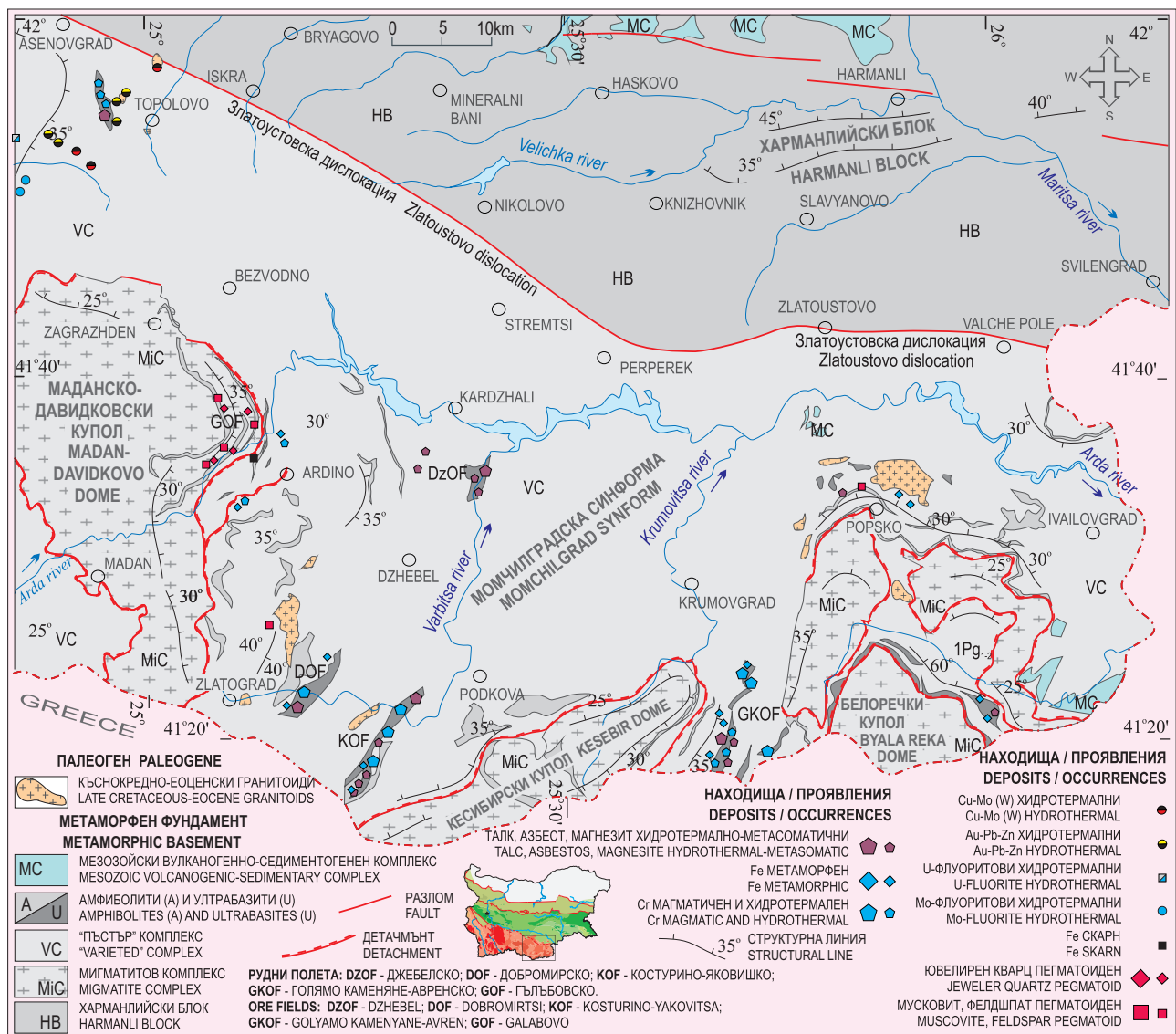
дино, в източната периферия на Маданско-Давидковския купол (фиг. 65). Сред гнайси, амфиболити и мрамори се установяват будини от ултрабазити. Около контакта им с мраморите са установени метасоматични магнетитови орудявания. Рудните тела са с неправилна форма (Манева и др., 1992ф). Скарните са калциеви или магнезиеви, придружени с магнетит (с повишени съдържания на Cr и Ni) и сулфиди, главно пиротин и пентландит, порядко хийзълвудит, милерит, пирит, марказит и халкопирит (Канурков, 1988).

Възрастта и генетичната връзка на тези орудявания с магматизма са дискуссионни. Може да се предположи генетична връзка с неразкриващи се плутонични гранитоидни тела от ранния етап на екстензия.

Пегматитови находища на мусковит, фелдшпат и ювелирен кварц

Пегматитови находища на фелдшпат и мусковит. Микроклин-олигоклазови пегматити се установяват в района с. Долен (Златоградско). Олигоклазовите пегматити са локализиращи в района около яз. „Ивайловград“ – Камилскидолско и Черничинско пегматитово поле (фиг. 65). Минералният им състав е представен от олигоклаз, кварц, мусковит, микроклин и акцесорни минерали – амфибол, биотит, гранат, епидот, апатит, циркон, магнетит, пирит, рутил, ортит, ксенотим, монацит (Иванов, И., 1989). Тези находища са подходящи за добив на мусковит.

Пегматитови находища на ювелирен кварц (камерни пегматити) са установени в района на



Фиг. 65. Късноалпийска металогенна епоха, ранноекстензионен етап, гранитоидни плутони (Fe-скарнови; мусковит, фелдшпат, ювелирен кварц пегматоидни; Мо-флуоритови, U-флуоритови, Cu-Mo±W хидротермални находища и проявения)

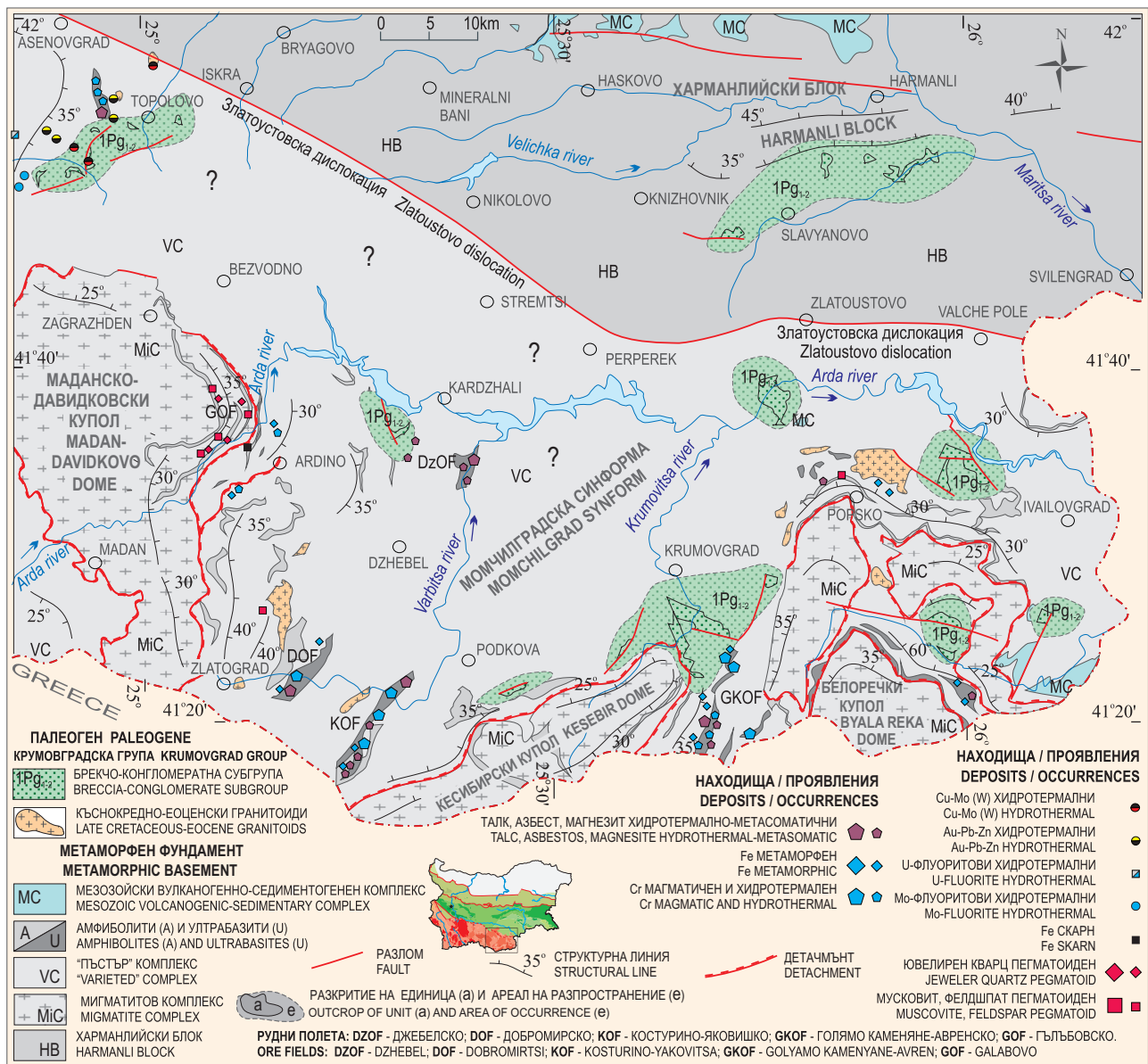
Fig. 65. Late Alpine metallogenic epoch, early extensional stage, granitoid plutons (Fe-skarn; muscovite, feldspar, jeweler quartz pegmatoides, Mo-fluorite, U-fluorite, Cu-Mo±W hydrothermal deposits and occurrences)

с. Гълъбово, СЗ от Ардино – Гълъбовско пегматитово поле. Пегматитите са микроклин-албитови. Телата са послойни и секущи, локализирани в гнайси. Кварцът е представен от планински кристал, аметист и др. Установяват се също берил и гранат.

Според Иванов, И. (1989, 1991) микроклин-олигоклазовите и олигоклазовите (редкоземни) пегматити са образувани на по-голяма дълбочина (>5 km) и асоциират с огнищата на зараждане и генериране на коровата гранитна магма. Микроклин-албитовите пегматити (камерни) се образуват на най-малка дълбочина (1,5–3 km). Това предполага по-дълбок ерозионен срез в Из-

точнородопския комплексен купол по отношение на пегматитовите минерализации в сравнение с района на Гълъбовското рудно поле, който е в периферията на Маданско-Давидковския купол. В района на с. Долен (Златоградско) сред мигматитовия комплекс на Маданско-Давидковския купол също се установяват микроклин-олигоклазови пегматити, което е обяснимо с оглед на по-ниската позиция в разреза.

Молибден-флуоритови, уран-флуоритови и медно-молибденови (W) хидротермални находища и проявения се установяват в северната част на Централнородопския комплексен купол



Фиг. 66. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Крумовградска група, брекчо-конгломератна подгрупа
Fig. 66. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Krumovgrad group, breccia-conglomerate subgroup

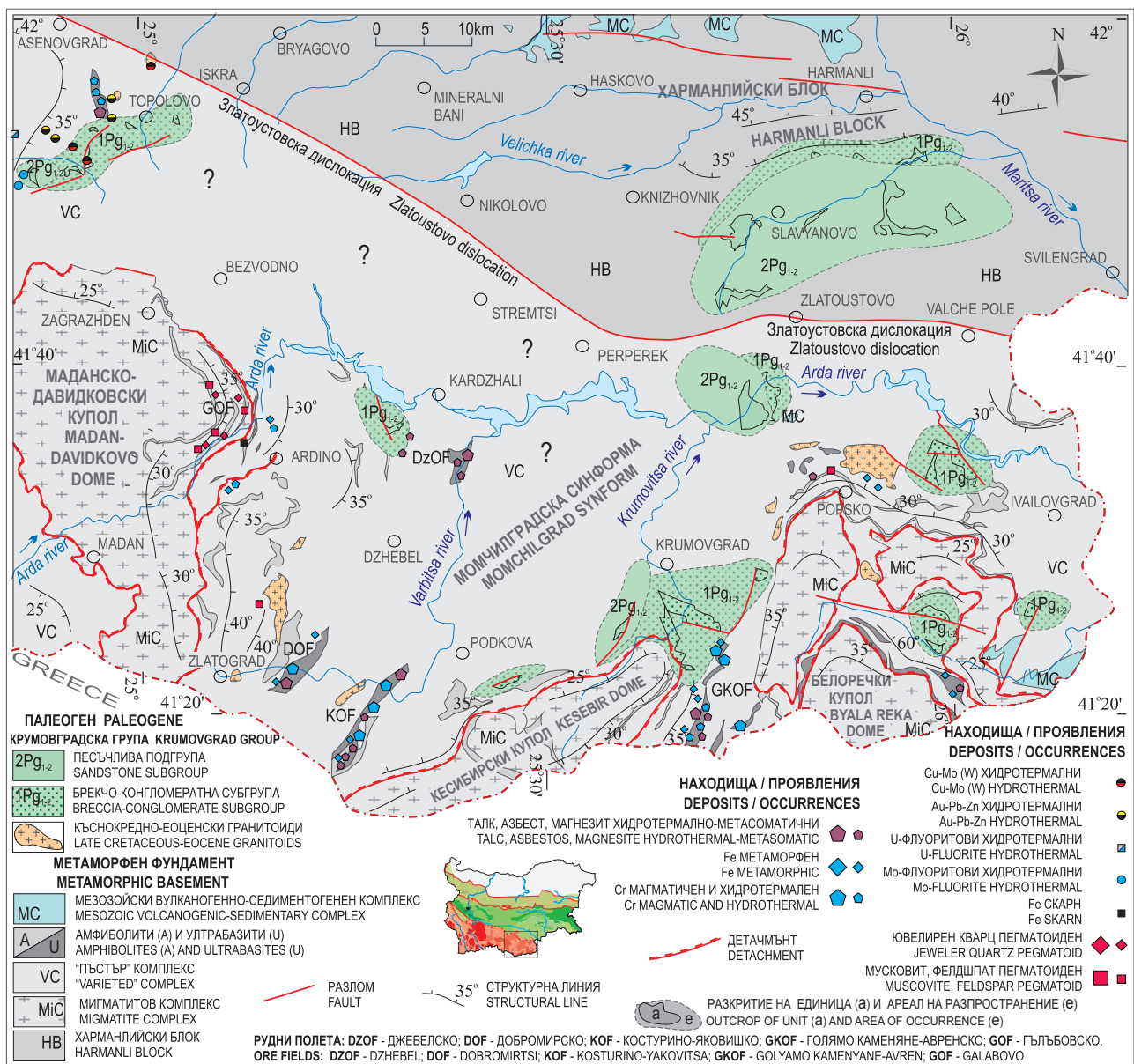
(фиг. 65). Мо-флуоритовите и U-флуоритовите орудявания се разполагат в Добралъшкия купол, в района на разкриване на Юговските гранити, с които се предполага генетична връзка. Те изграждат съответно Юговското и Нареченското рудно поле. Рудните тела са локализиращи по ендо- и екзоконтакта на гранитоидните плутони. Главни минерали в Мо-флуоритовите орудявания са барит, флуорит, пирит, галенит и молибденит. Медно-молибденови и медно-волфрамови проявления се наблюдават в най-североизточната периферия на Добралъшкия купол. Тези орудявания са представени само в северната част на Централнородопския комплексен

купол и не са характерни за Източнородопския комплексен купол.

5.2.2. Късноекстензионен металогенен етап (Pg₂₋₃)

През късния стадий на екстензия става ексумация на ядрените комплекси. Куполите се ерозират, а между тях се формират понижения. В последните се образуват водни басейни, които са арена на теригенна седиментация.

Отначало (палеоцен–еоцен) в изолирани не-големи басейни се отлагат континенталните се-



Фиг. 67. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Крумовградска група, пясъчлива подгрупа

Fig. 67. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Krumovgrad group, sandstone subgroup

дименти на Крумовградската група. Това са предимно груби, пролувиални отложения със слоеве от глинести варовици, понякога с тънки лещи от въглища. Характерна особеност е наличието на олистоплаки от гнайси, мрамори и гранити.

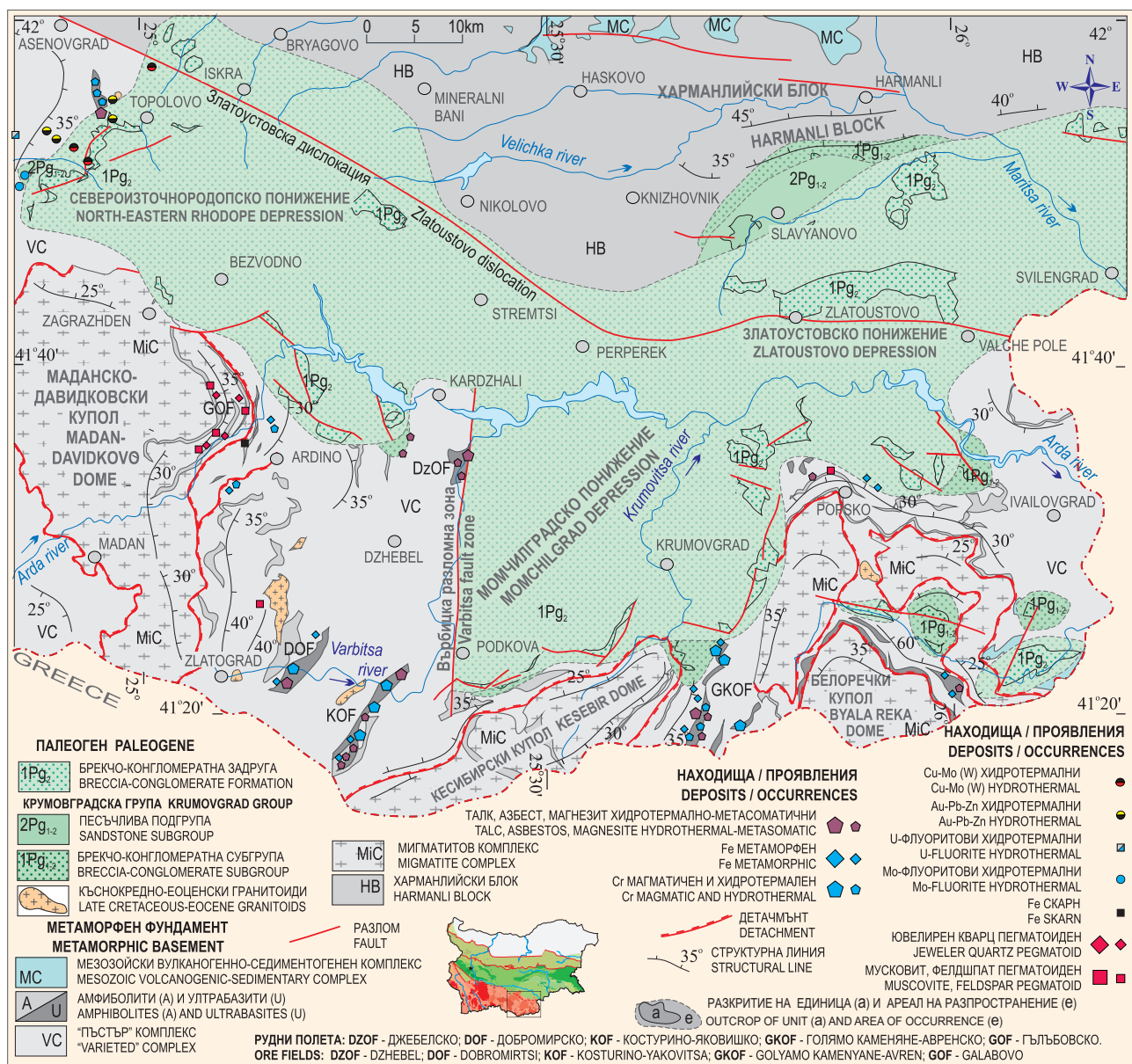
В основата на разреза доминират груботеригенни скали – Боровска, Мостовска, Тополовска, Шаварска, Бисерска свита (фиг. 66). В по-високите части преобладават пясъчливи разновидности – Кандилска и Лешниковска свита (фиг. 67).

Тези седименти не са носители на полезни изкопаеми, независимо че в тях се установяват индикации на въглища.

През приабона басейните се разрастват, обединяват и образуват общ басейн първоначално с континентален характер, а впоследствие – плиткоморски.

И при тези седименти в основата се отлагат груботеригенни скали, а в по-високите части на разреза – главно пясъчливи разновидности или флишоидни последователности. На места се установяват и рифови варовици, чиято дебелина достига до 50 и повече метра.

Първоначално се отлагат груботеригенните материали на брекчоконгломератната задруга. Ха-



Фиг. 68. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, брекчоконгломератна задруга
Fig. 68. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, breccia-conglomerate formation

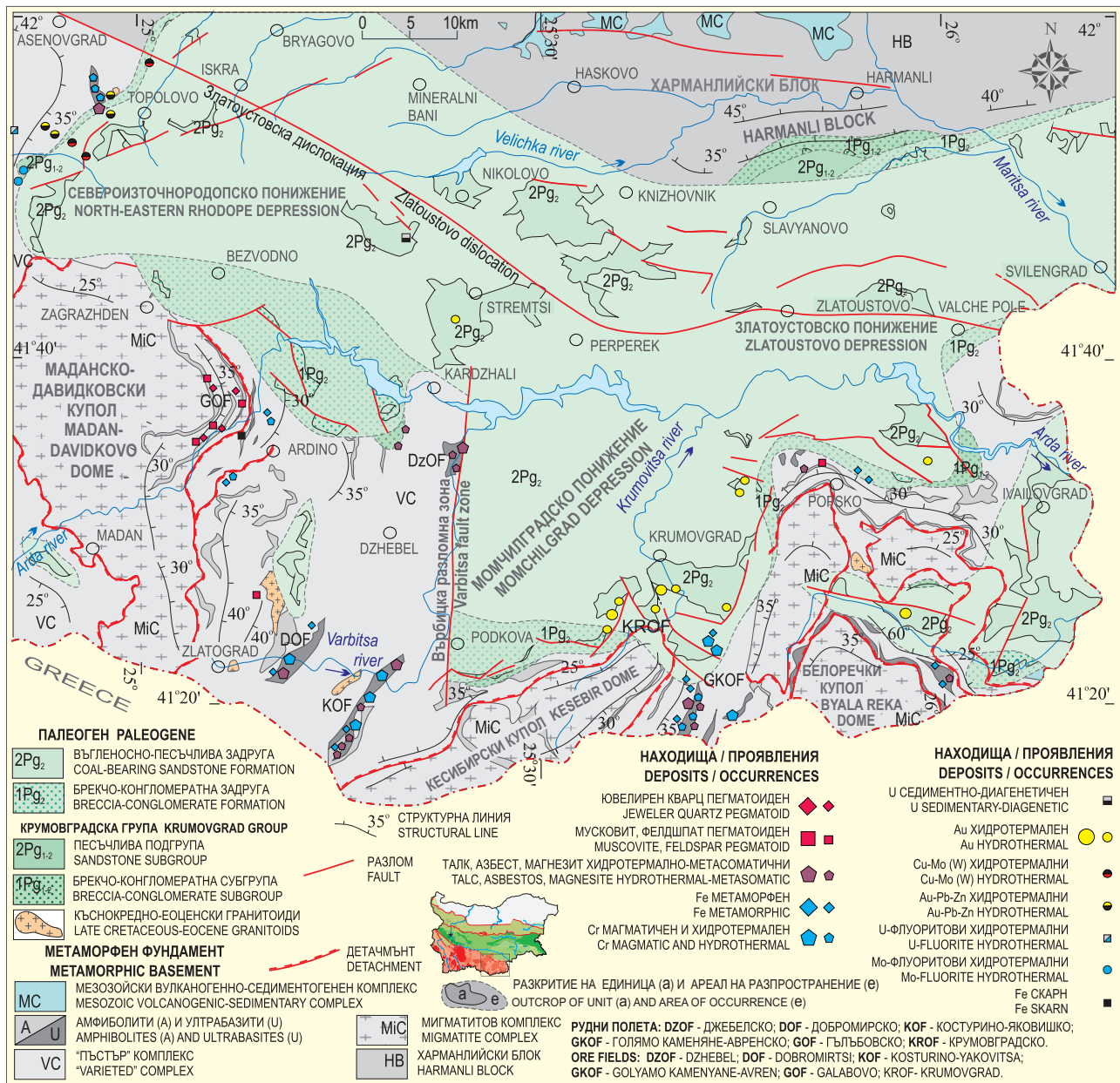
рактърът на наслагите е пролувиално-алувиален. Матриксът е песъчлив и по-рядко варовито-песъчлив. Дебелината на задругата достига 500 и повече метри. Седиментите на тази задруга изпълват почти цялото Източнородопско комплексно понижение (фиг. 68).

Тази задруга е стерилна по отношение на полезни изкопаеми.

В следващия епизод на седиментация се отлагат материалите на въглено-песъчливата задруга (фиг. 69). Наблюдава се многократна смяна на пясъчници, алевролити и конгломерати, като пясъчниците доминират.

С проявите на въглефикация сред глините на същата задруга са свързани **уранови диагенетични индикации от уран-въглищно-глинест тип** – Пчеларово, Перперек-1 (Драгоманов, 1994ф).

По това време се образуват и **златни хидротермални находища тип „Ада мене“** (Georgiev, 2003; Marchev et al., 2003; Желев, 2007). Тези орудявания са локализиращи сред палеоценските и еоценските седименти, постилаци пониженията. Околорудните изменения са кварц-адуларови метасоматити с карбонати, серицит, илит, каолинит и хлорит. Рудните минерали са представени от пирит, марказит, халкопирит, арсенопирит, пиротин,



Фиг. 69. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, въгленосно-песъчлива задруга (U седиментно-диагенетични и Au хидротермални находища и проявения)

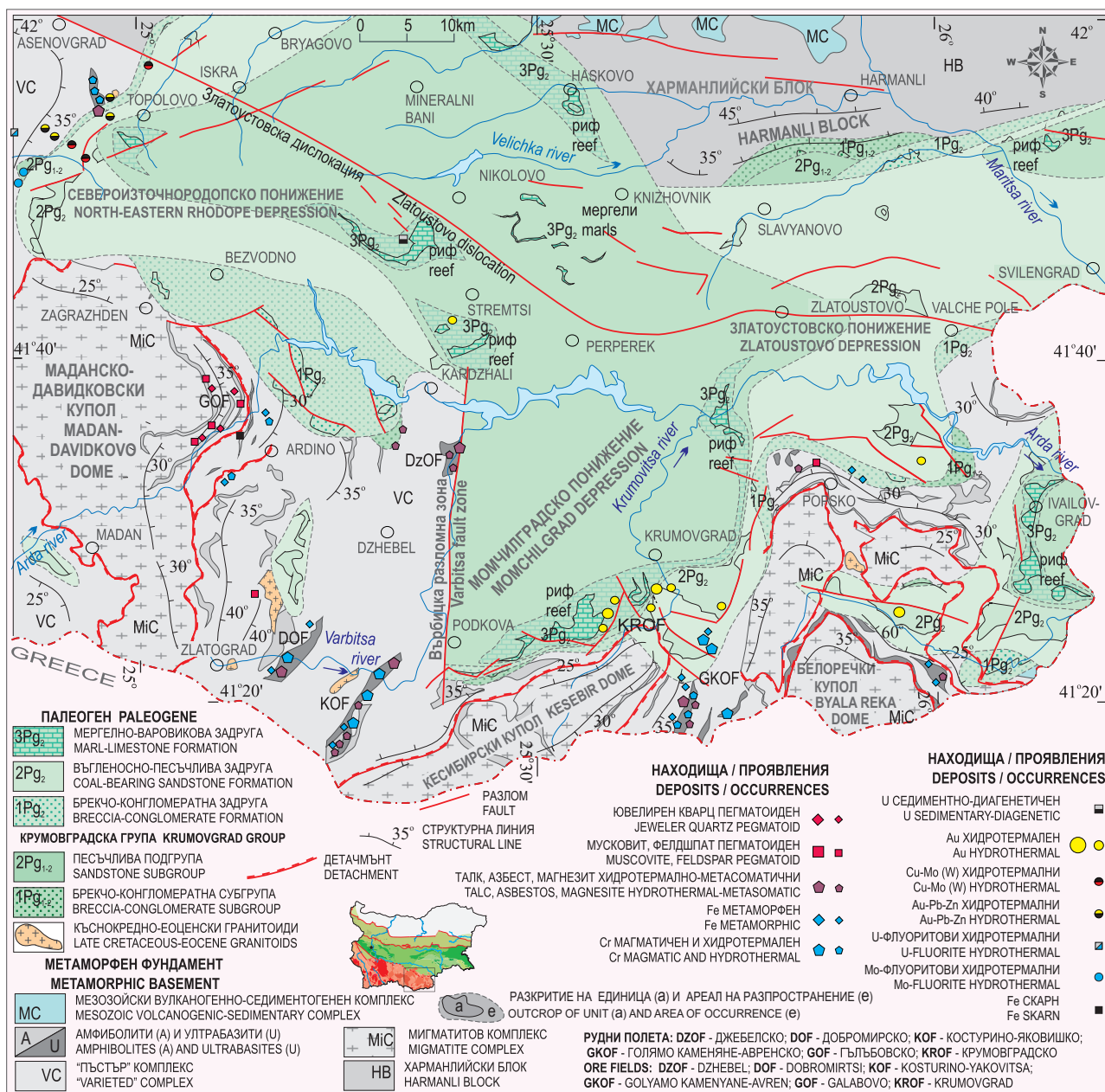
Fig. 69. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, coal-bearing sandstone formation (U sedimentary-diagenesis, Au hydrothermal deposits and occurrences)

сфалерит, галенит, тетраедрит, електриум и Au-Ag телуриди (Кунов и др., 2001; Marchev et al., 2003). Рудните тела са линейни шокверки или пластообразни, в разломи на отделяне (detachment) и благоприятни за заместване пластове (дребнокъсови конгломерати).

Такива орудявания са известни главно по перифериите на пониженията, където преимуществено се разкриват и вместилиците ги седименти (Ада тепе, Сърнак, Македонци и др.) или в изолирани грабени (Розино). Не е изключено наличието

на подобни находища и във вътрешността на пониженията (подобно на нах. Стремци), покрити от по-млади вулканити. Най-значително е насищането с такива орудявания в югоизточната периферия на Момчилградското понижение – Крумовградското рудно поле. В крайните за Родопския масив понижения (Североизточнородопско и Златоустовско) тези орудявания не са така характерни (поне на този етап на изученост).

Сред метаморфитите в североизточната периферия на Белоречкия ядрен комплекс също са



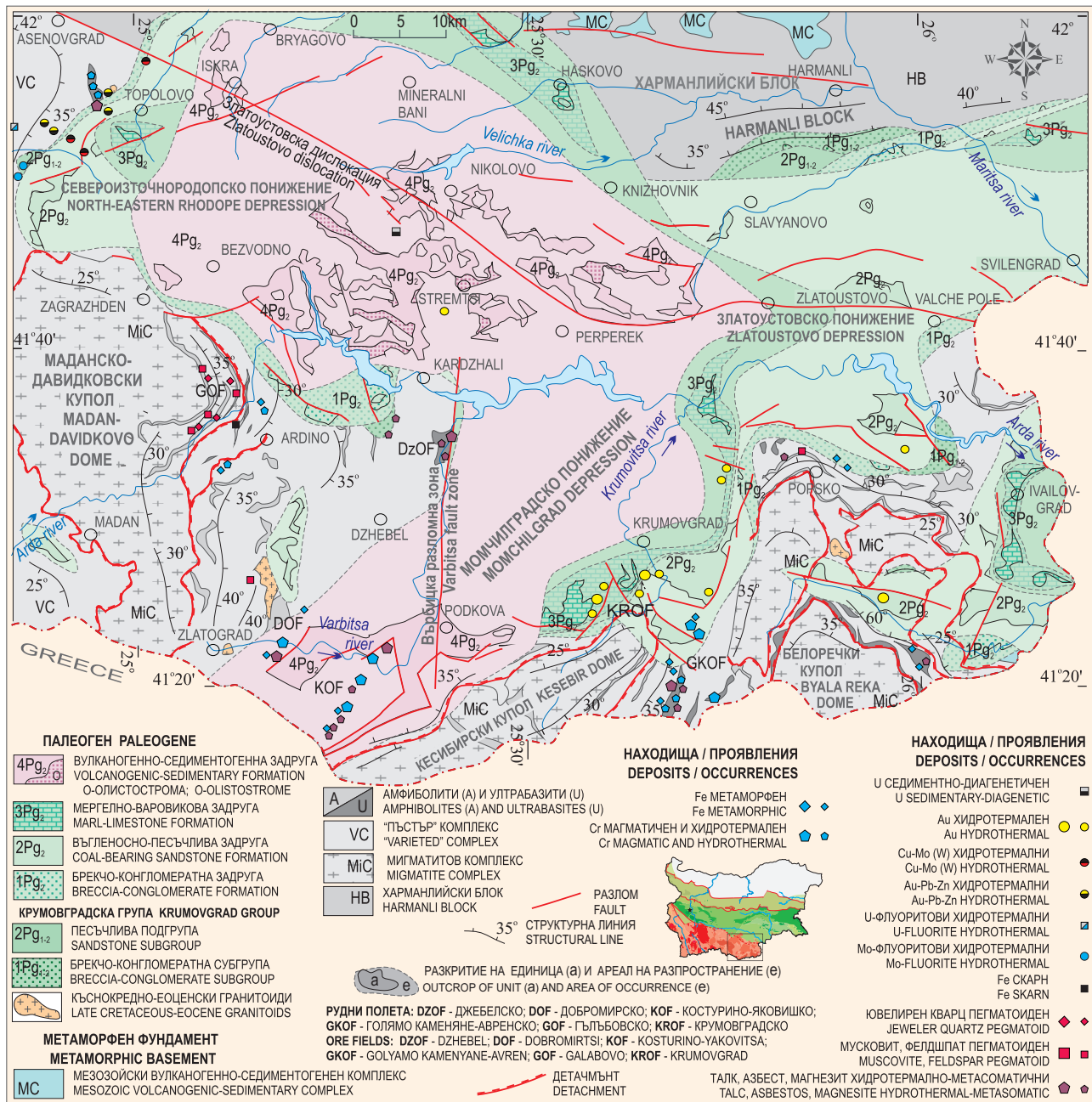
Фиг. 70. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, мергелно-варовикова задруга
Fig. 70. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, marl-limestone formation

локализирани подобни златни хидротермални орудявания – находище Камилски дол (Nakov et al., 2001).

През следващия епизод се отлагат материалите на мергелно-варовиковата задруга. Сред тях се установяват предимно крайбрежни рифови постройки с дължина няколко километра и дебелина десетки метри (фиг. 70). Рифовите варовици са изградени от варовити водорасли, колониални корали, бризози и в подчинена степен охлуви, миди, таралежи, нумулити и др. Мергелите (заедно с детритусни и глинести варовици) се установяват във

вътрешните части на басейна. Мергелната пачка не се следи повсеместно. Тази задруга бележи смяната на условията на седиментация от континентални в морски.

Над мергелно-варовиковата задруга се отлагат флишките седименти на вулканогенно-седиментогенната задруга – непрекъснатата алтернация от мергели, алевролити, варовити пясъчници. Магматизмът е проявен оскъдно и е представен от епикластити и тънки слоеве от средни по състав пирокластити. В тази задруга се установяват олистостроми. Общата ѝ дебелина достига 500 m.



Фиг. 71. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, вулканогенно-седиментогенна задруга
 Fig. 71. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, volcanogenic-sedimentary formation

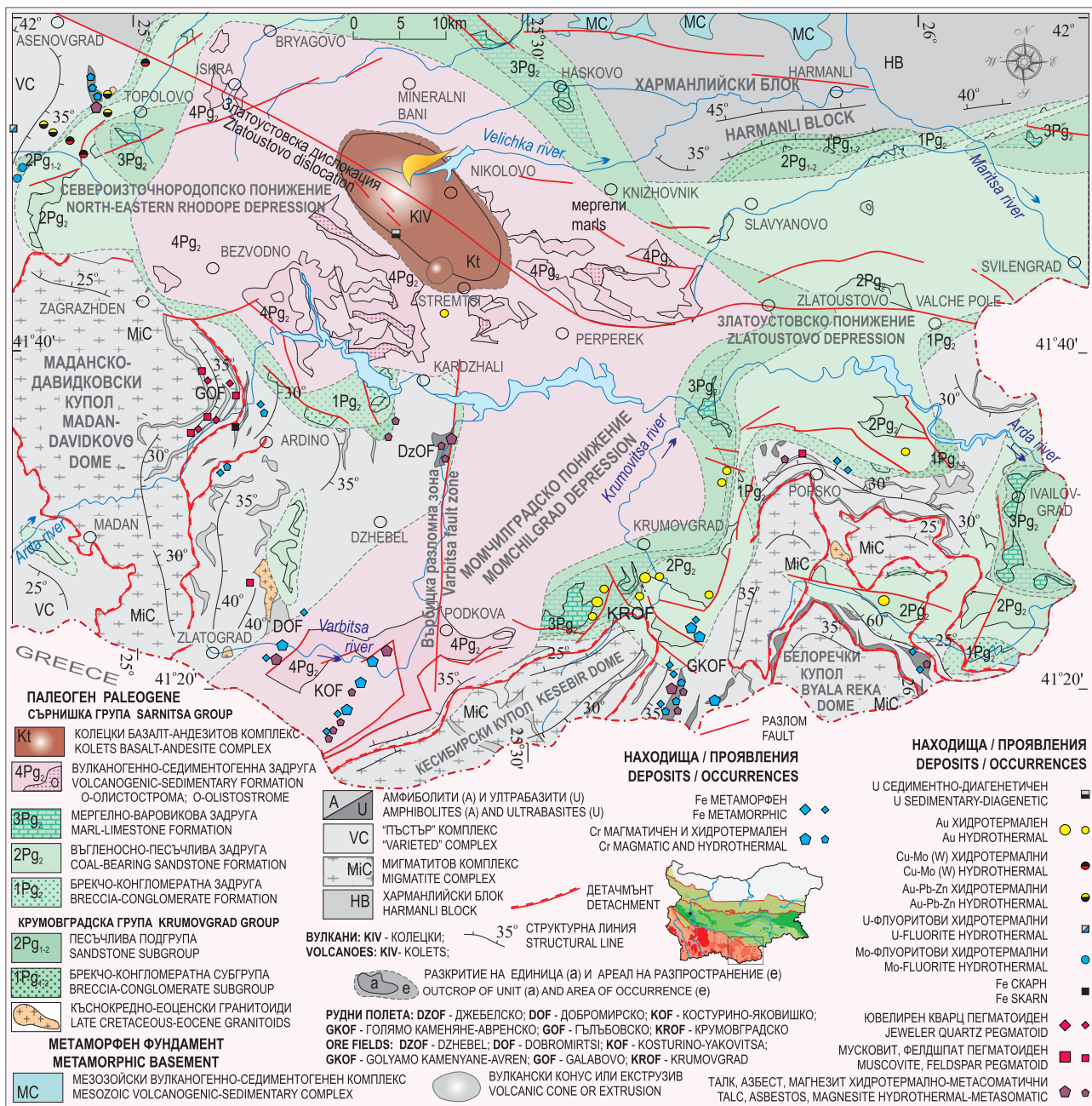
Материалите на тази задруга покриват по-голямата част от Източнородопското комплексно понижение, като се разкриват главно в централните и западните му части (фиг. 71).

Следват интензивни вулкански изяви. В резултат на еволюцията вероятно на пет периферни магмени камери се образуват десетки вулкански постройки, повечето с полифазен строеж. Продуктите им взаимно се преплитат и се наблюдава доста сложна картина.

Първите изяви на вулканска дейност са със среден състав.

В Североизточнородопското понижение се излизват продуктите на Колецкия базалт-андезитов комплекс. Те изграждат Колецкия вулкан, който е с елиптична форма и е удължен в СЗ посока (фиг. 72). В него е внедрен комагматичният Карамански плутон, който също е изтеглен в СЗ посока.

Следващата фаза в Североизточнородопското понижение е представена от шошонит-латитови разновидности (фиг. 73). Продуктите ѝ изграждат Безводенския и Яворовския вулкан (Войновски комплекс), основата на Драгойновския вулкан (Бу-



Фиг. 72. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Колецки базалт-андезитов комплекс
Fig. 72. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Kolets basalt-andesite complex

ковския комплекс) и няколко по-малки сателитни вулкански постройки.

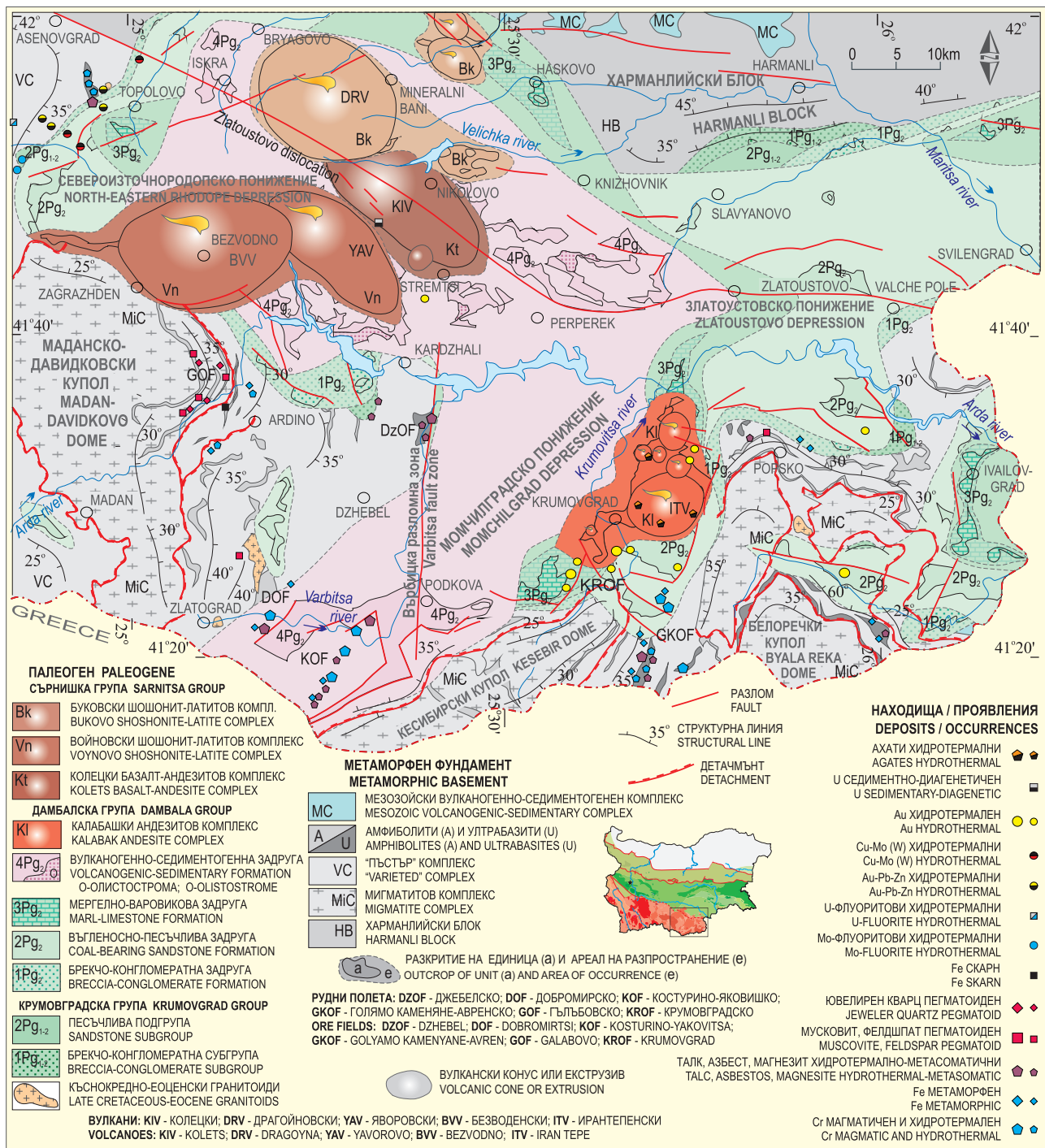
Вероятно приблизително синхронно в Момчилградското понижение се изливат продуктите на Калабашкия андезитов комплекс. Те изграждат Ирантепенския вулкан и няколко по-малки вулкански структури на север от него (фиг. 73). В основата им се разкриват пластове от епикластити със значителна дебелина.

Тези фази на магматизма са стерилни. Само с Калабашкия комплекс асоциират **хидротермални проявления на ахати**.

Малко по-късно се образува Николовският вулкан, изграден от материалите на Николовския латитов комплекс (фиг. 74). Това е сравнително изометрична вулканска постройка с диаметър 7–8 km. По периферията на вулканския му конус се разкриват няколко неголеми петна от рифови варовици.

Следва развитието на интензивен кисел вулканизъм.

В Златоустовското понижение се отлагат пирокластити и се внедряват екструзии на Мезек-



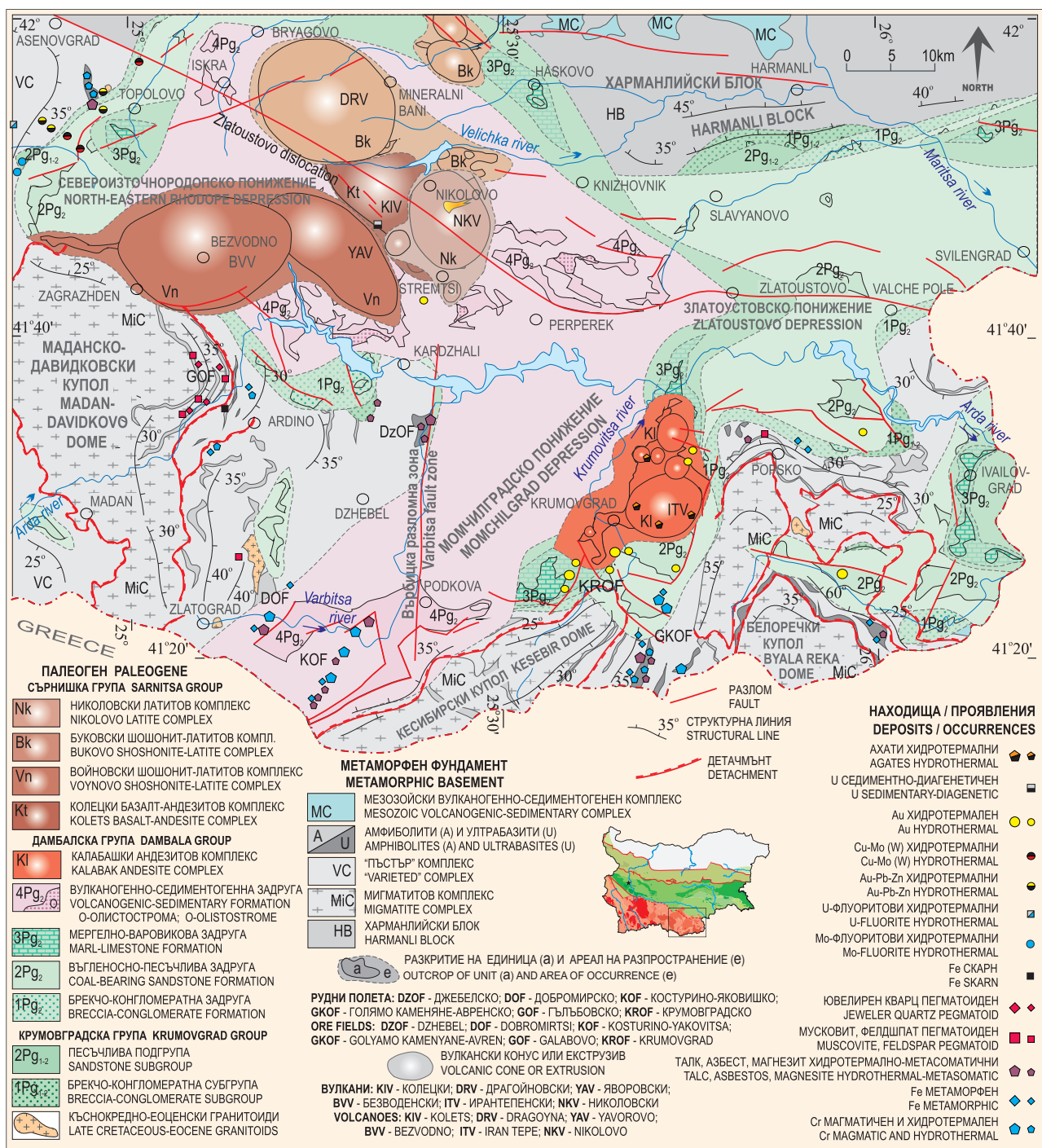
Фиг. 73. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Войновски шохонит-латитов, Буковски шохонит-латитов, Калабашки андезитов комплекс (ахати – хидротермални проявения)
Fig. 73. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Voynovo shoshonite-latite, Bukovo shoshonite-latite, Kalabak andesite complex (agates – hydrothermal occurrences)

ския риолитов комплекс (фиг. 75). Заражда се Лозенският вулкан.

Непосредствено след това изригват пирокластитите на Белипласткия риодацитов комплекс, чиито експлозивни центрове са локализирани в Кърджалийския регион, предимно по Златоустовската дислокация (фиг. 75). Сумарната дебелина

на пирокластичните потоци е най-голяма в районите около Златоустовската дислокация. Тези пирокластични изпъкват почти цялото Източнородопско комплексно понижение. Количеството им е огромно – повече от 180 km³ (Георгиев, 2007й, к).

С тези пирокластични генетично са свързани *хидротермални зоолитови находища*. Зооли-

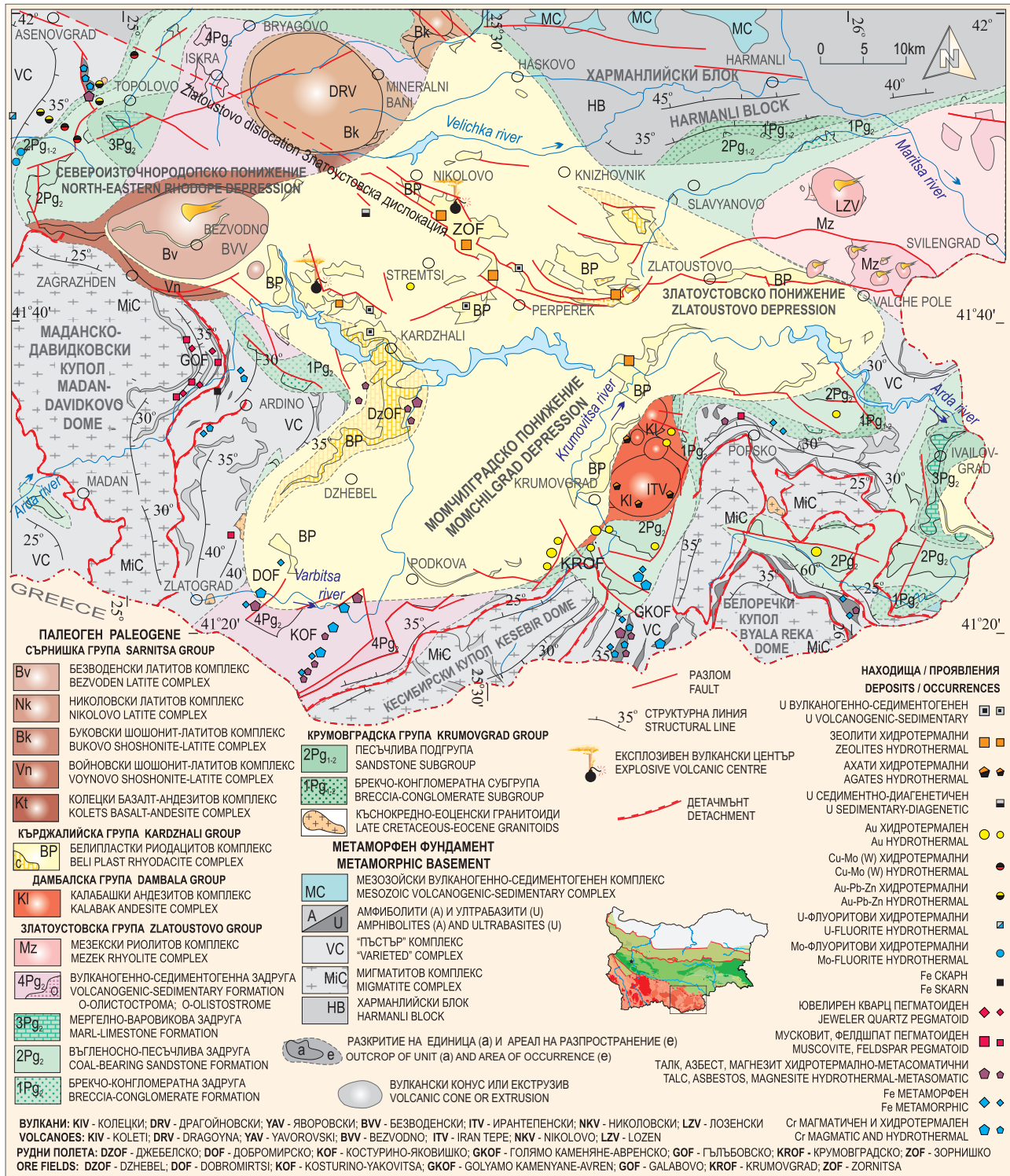


Фиг. 74. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Николовски латитов комплекс
Fig. 74. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Nikolovo latite complex

товите минерализации са главно от клиноптилолит и в подчинено количество от аналцим и морденит. В някои находища (Бели пласт, Мост) се отделят няколко етажирани клиноптилолитови зони. Съдържанието на клиноптилолит в зеолитовите скали варира от 40 до 90%. Установяват се още хлорит, селадонит, монтморилонит, кварц и адулар. Тези минерализации са локализиращи главно в

Зорнишкото поле, около Златоустовската дислокация, която освен магмопроводяща роля има важно значение и за проникването на хидротермалните разтвори, предизвикали метасоматозата.

В северозападна посока киселите пирокластични на Белипласткия комплекс се зацепват с продуктите на Безводенския латитов комплекс – втората фаза на Безводенския вулкан.



Фиг. 75. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Мезекски риолитов, Белипластски риодацитов и Безводенски латитов комплекс (зеолити – хидротермални находища и проявения)
Fig. 75. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Mezek rhyolite, Beli Plast rhyodacite, Bezvoden latite complex (zeolites – hydrothermal deposits and occurrences)

Вероятно скоро след това се изливат продуктите и на Чермомогоилския трахириодацитов комплекс, които доизграждат Лозенския вулкан (фиг. 76).

По-късните вулкански изяви са отново със среден състав. В Североизточнородопското понижение се изливат продуктите на Драгойновския латитов комплекс (фиг. 77). Формират се втората фаза на Драгойновския вулкан и още множество по-малки вулкански постройки, повечето от които са наредени като броеница по Буковската разломна зона (Георгиев, 2007и).

С комагматичния на Драгойновския вулкан Сърнишки монцонитоиден плутон генетично са свързани **Си-Мо хидротермални проявления** (фиг. 77). Минерализацията е шокверков тип, локализирана в плутона и в неговата непосредствена рамка. Тези орудявания са по-ранни от полиметалните, имат сравнително самостоятелно развитие и представляват отделен по-ранен етап в минерализационния процес (Georgiev, 1993). Те нямат съществено икономическо значение.

С вторичните кварцити, свързани с тази фаза на магматизма, в Драгойновския вулкан (Спахиевско рудно поле) се формират **алунитови вулканогенни находища** (фиг. 77). Те са тясно свързани с латитите на Драгойновския комплекс и поствулканските им изменения. Най-известно е находището при Гаджова чука. Минералният им състав е кварц, алунит, каолинит, рутил, пирит, апатит, топаз (Радонова, 1973; Велинов, Кунов, 1989).

В Златоустовското понижение се заражда Маджаровският вулкан. В основата му се разполагат вулканитите на Кочашкия шошонитов комплекс.

В Момчилградското понижение се изливат продуктите на Рабовския латит-андезитов комплекс. Те изграждат основите на Светиилийския, Биволянския и Дамбалъшкия вулкан.

С лавовите потоци на Рабовския комплекс асоциират проявления на **ахати** (фиг. 77).

Вероятно със същия комплекс са свързани и **бентонитовите хидротермално-метасоматични находища** в Кърджалийското поле (фиг. 77). Те са изградени главно от монтморилонит и в подчинено количество каолинит, байделит, кристобалит и халуазит (Атанасов, Горанов, 1963, 1988; Атанасов и др., 1972). Бентонитовите глинени са възникнали в резултат на аргилизация на кисели и средни пи-

рокластити – Белипластки риодацитов и Рабовски латитов комплекс.

През следващия епизод в Маджаровския вулкан се изливат продуктите на Главанашкия латитов комплекс – най-обилно представените разновидности в този вулкан (фиг. 78). С него генетично са свързани **манганови (пиролузитови) вулканогенно-хидротермални проявления**.

Следва изливането на Габеровския трахидацитов комплекс (фиг. 79). С комагматичния на Маджаровския вулкан монцонитоиден плутон асоциират **Си-Мо хидротермални проявления**.

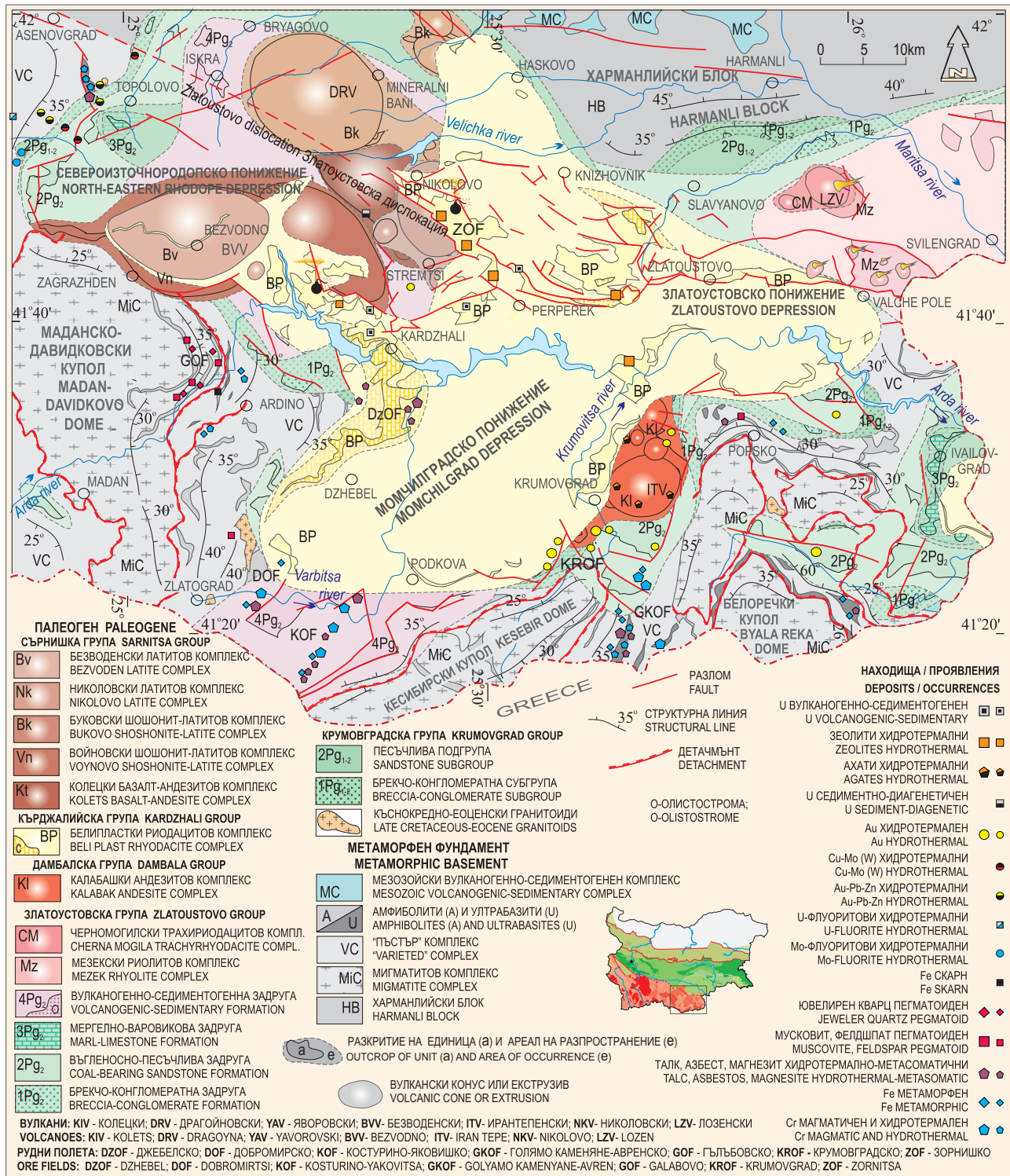
Следва интензивно развитие отново на кисели вулкански фази. В Североизточнородопското понижение се изливат продуктите на Боровишкия и Бряговския риолитов комплекс (фиг. 80). С тях асоциират **уранови и фосфоритови вулканогенно-седиментогенни** проявления. Тези пирокластити са стерилни по отношение на зеолитовите скали, които са обилно представени в Кърджалийския регион. Към края на този етап се заражда Боровишката калдера.

В Кърджалийския регион се отлагат пирокластитите на Перперешкия трахириолитов комплекс (фиг. 80). Магмените му центрове са изместени на юг в сравнение с тези на Белипласткия комплекс, а именно по Хисарската и Доорската зона.

С пирокластитите на Перперешкия комплекс отново асоциират **зеолитови хидротермални находища** и те са локализирани около новите магмени центрове. Зеолититите, свързани с този комплекс, са изключително клиноптилолитови (Джурова, Алексиев, 1988; Yanev et al., 2006).

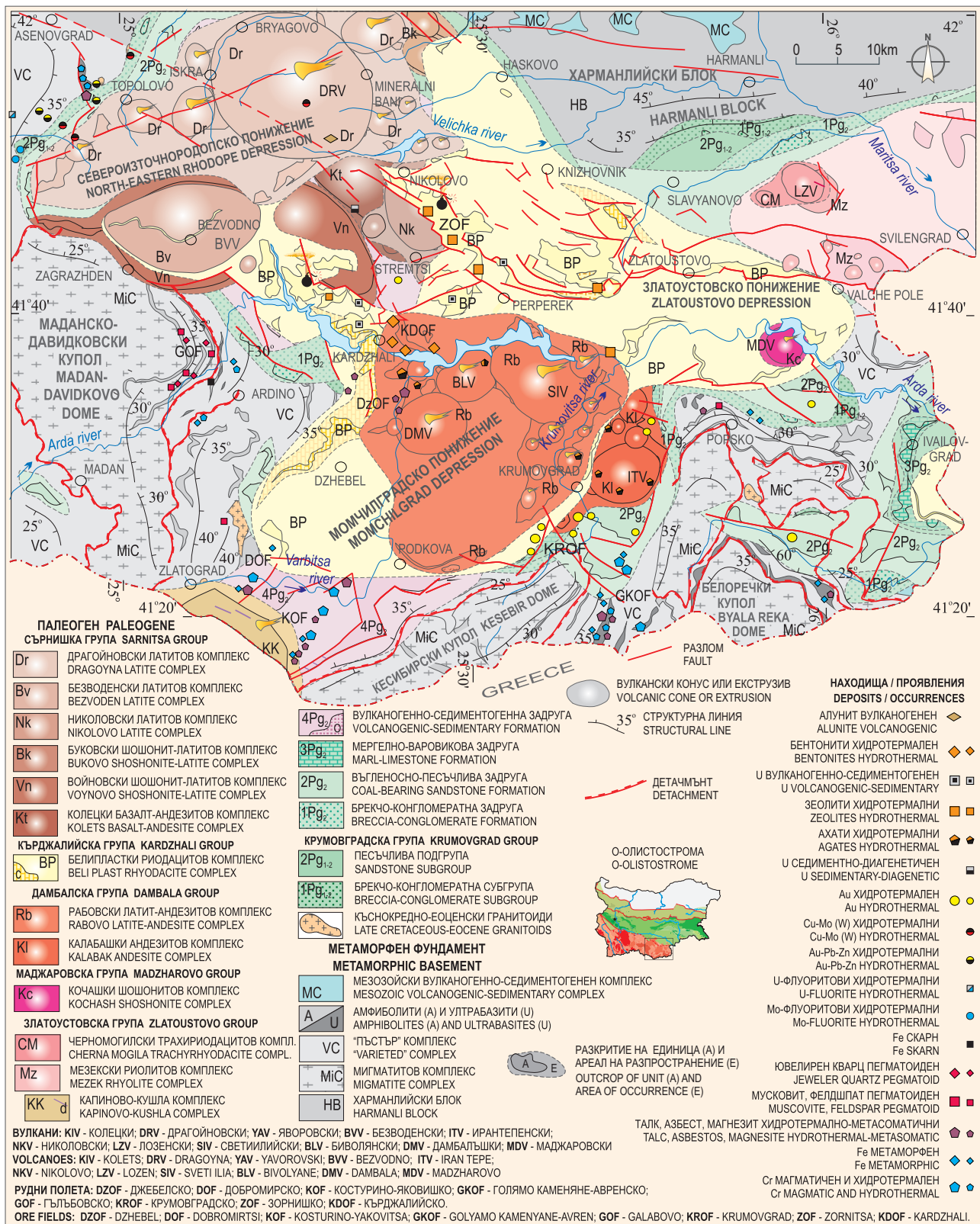
Сред пирокластитите на Перперешкия трахириолитов комплекс се образуват и **уранови вулканогенно-седиментни проявления** (Драгоманов и др., 1994ф). Те са главно от **уран-желязо-фосфатния тип**. Уранът е свързан с железни (магнетит) и фосфатни (apatит, франколит) минерали. От този тип е проявлението **Кърджали-изток**. **Уран-фосфорният тип** е характерен за силицитирираните варовици в проявление Жинзифово.

С пирокластитите на Перперешкия комплекс асоциират проявления на **хидротермални опалови силицити** (Горанов, 1988). Предполага се, че



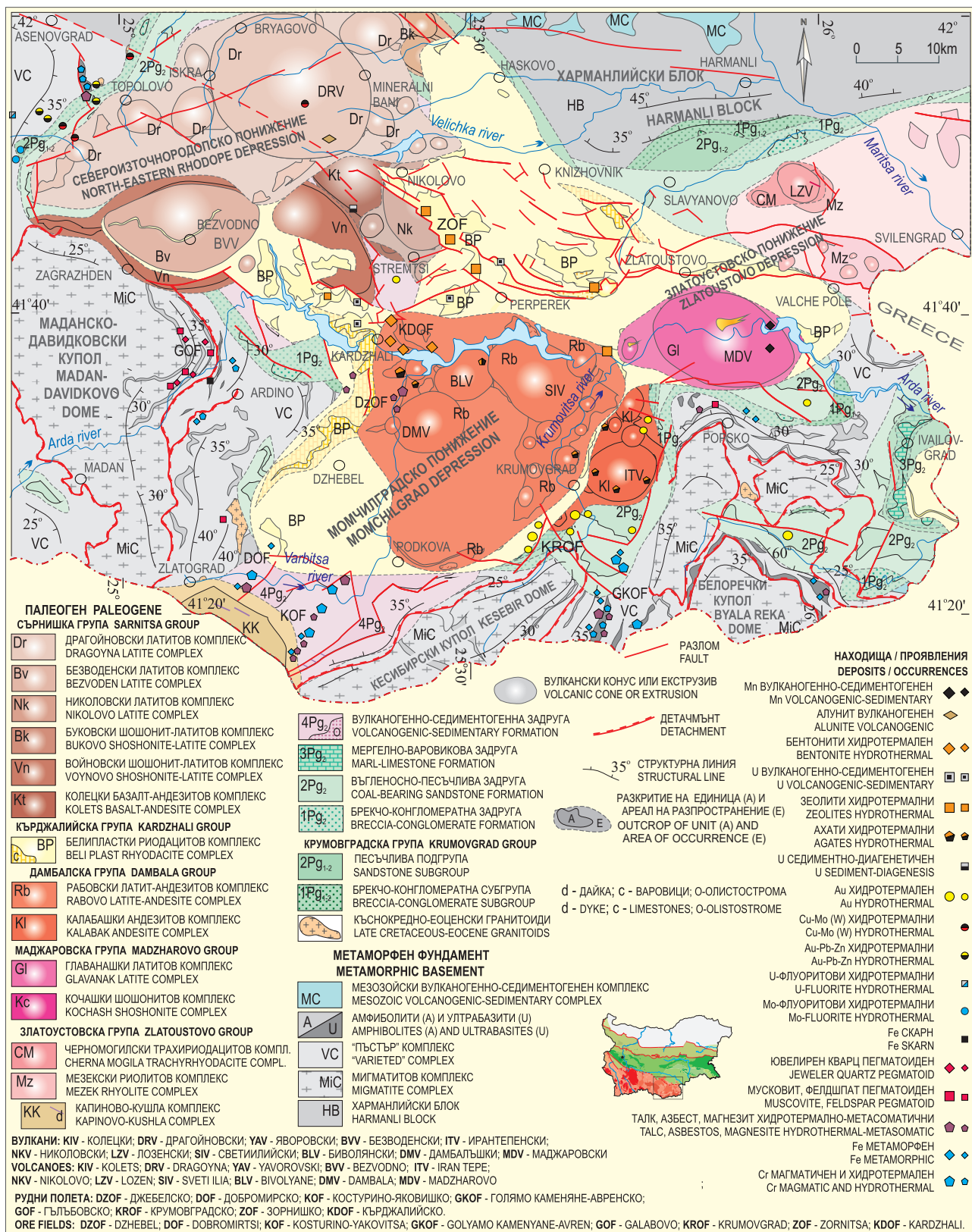
Фиг. 76. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Черномогилски трахириодацитов комплекс

Fig. 76. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Cherna mogila trachyrhyodacite complex



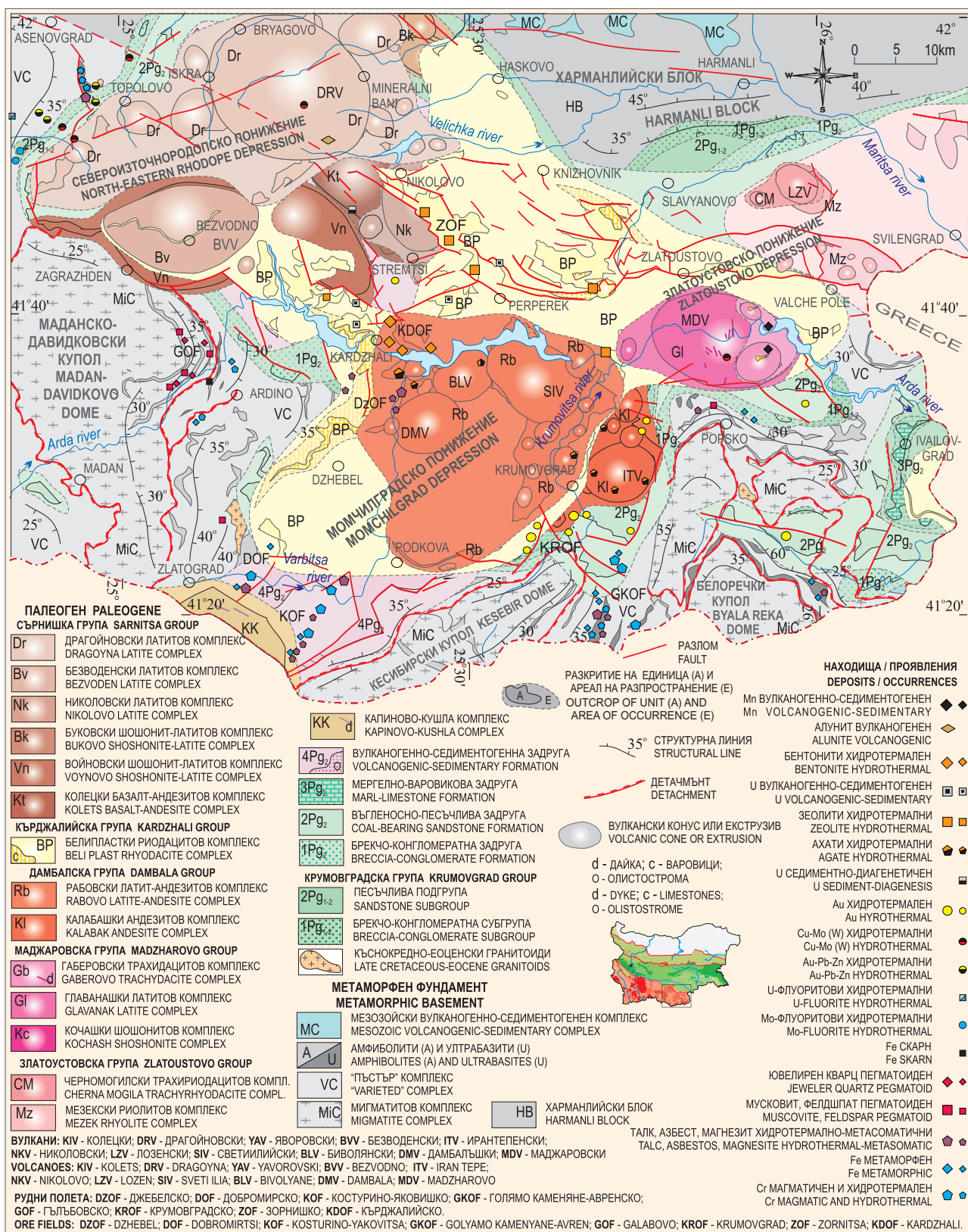
Фиг. 77. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Драгойновски латитов, Рабовски латит-андезитов и Кочашки шохонитов комплекс (алунити – вулканогенни; Cu-Mo орудявания, ахати и бентонити – хидротермални находища и проявения)

Fig. 77. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Dragoyna latite, Rabovo latite-andesite, Kochash shoshonite complex (alunites – volcanogenic; Cu-Mo ores, agates and bentonites – hydrothermal deposits and occurrences)

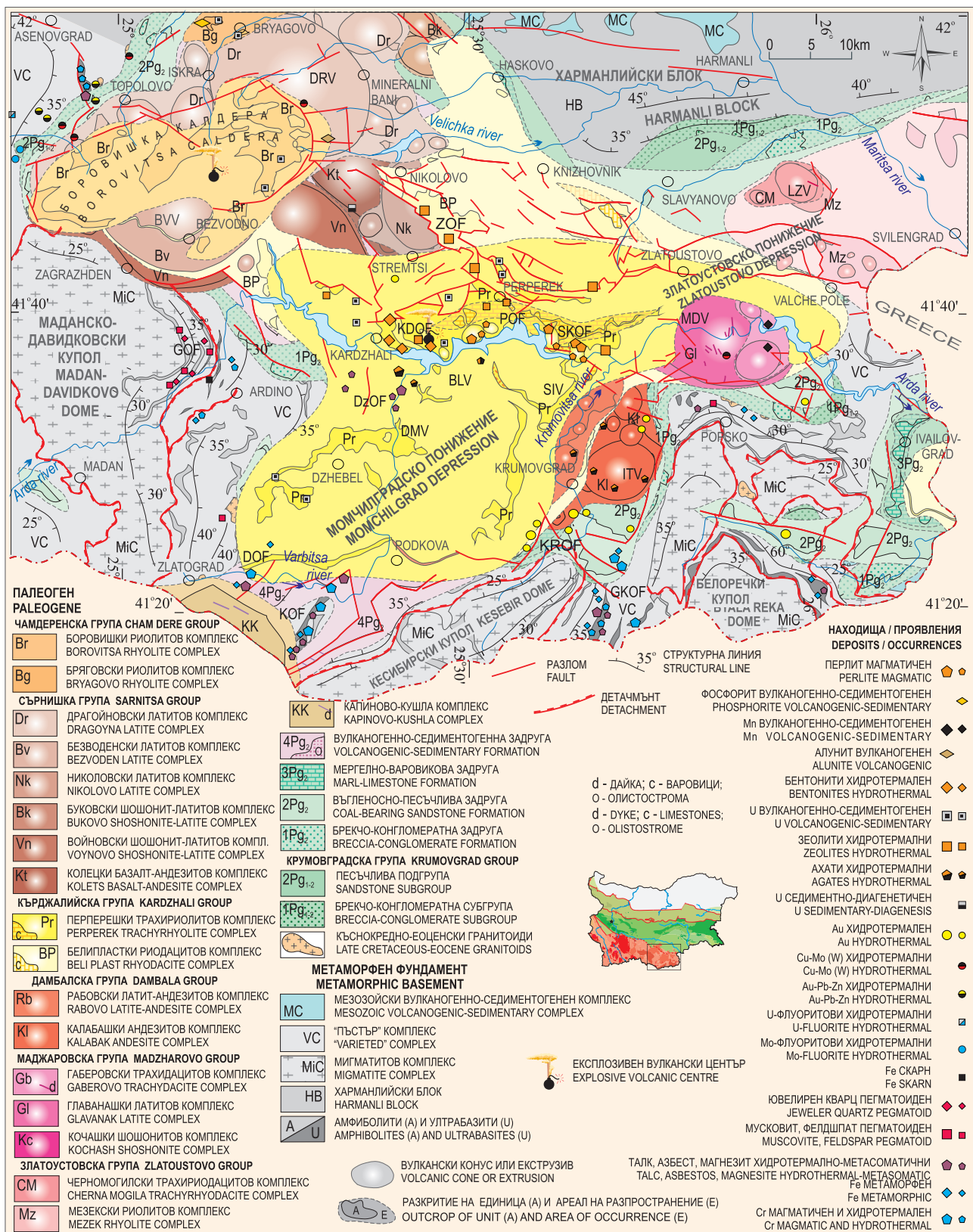


Фиг. 78. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Главанашки латитов комплекс (Mn вулканогенно-седиментогенни проявения)

Fig. 78. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Glavanak latite complex (Mn volcanogenic-sedimentary occurrences)

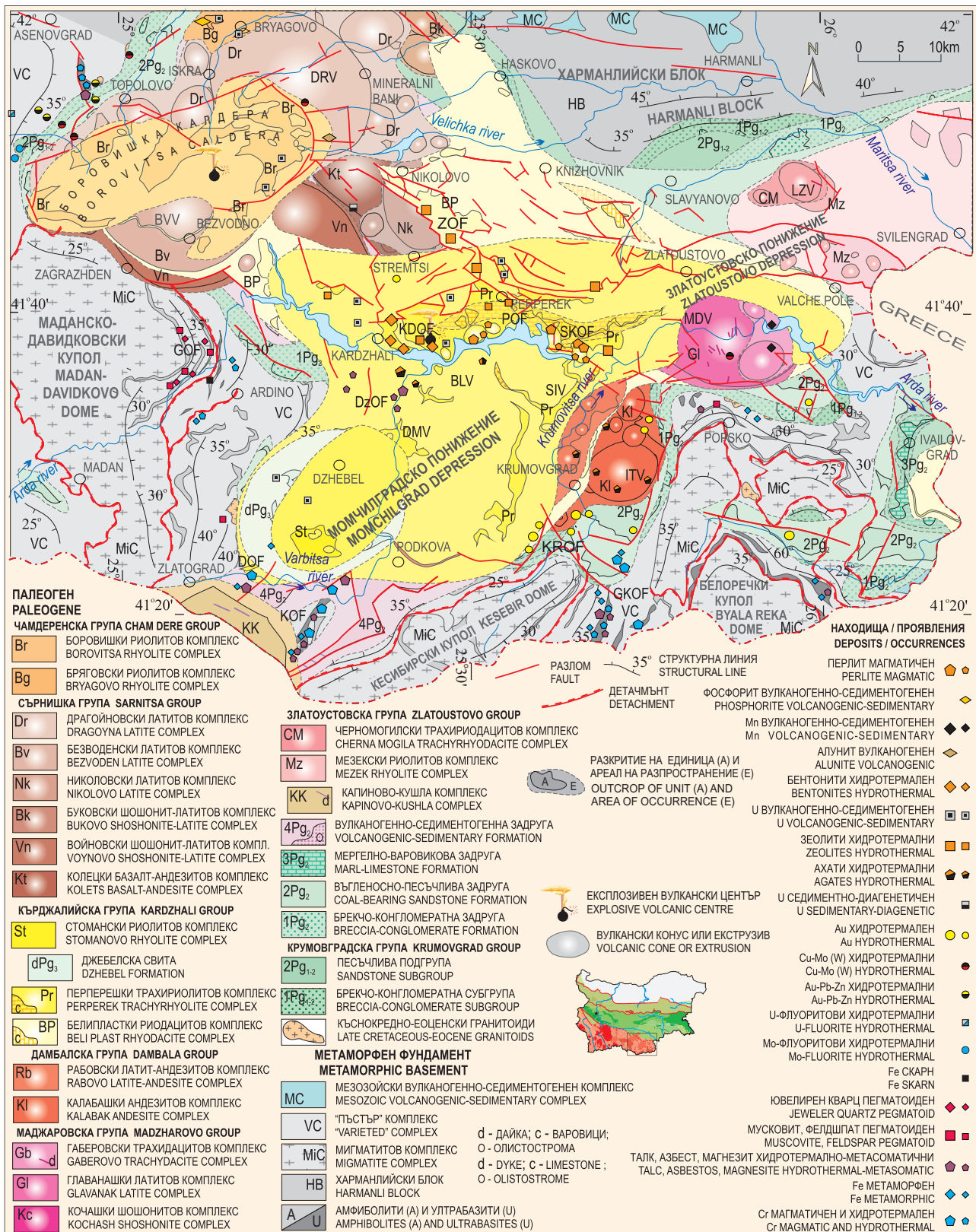


Фиг. 79. Късноалпийска металогена епоха, късноекстензионен етап, Габеровски трахидацитов комплекс (Cu-Mo орудявания – хидротермални проявления)
Fig. 79. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Gaberovo trachydacite complex (Cu-Mo ores – hydrothermal occurrences)



Фиг. 80. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Боровишки риолитов, Бряговски риолитов и Перперешки трахириолитов комплекс (зеолити – хидротермални; перлити – магматични; U и фосфорити – вулканогенно-седиментогенни находища и проявления)

Fig. 80. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Borovitsa rhyolite, Bryagovo rhyolite and Perpererek trachyrhyolite complex (zeolites – hydrothermal; perlites – magmatic; U and phosphorites – volcanogenic-sedimentary deposits and occurrences)



Фиг. 81. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Джебелска свита и Стомански риолитов комплекс
Fig. 81. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Dzhebel formation and Stomanovo rhyolite complex

Фиг. 80 - 92. Съкращения

ВУЛКАНИ: KIV – Колецки; DRV – Драгойновски; YAV – Яворовски; BVV – Безводенски; ITV – Ирантепенски; NKV – Николовски; LZV – Лозенски; SIV – Светиилийски; BLV – Биволянски; DMV – Дамбалъшки; MDV – Маджаровски; ZVV – Звезделски.

РУДНИ ПОЛЕТА: DZOF – Джебелско; DOF – Добромирско; KOF – Костурино-Яковишко; GKOF – Голямо Каменяне-Авренско; GOF – Гълъбовско; KROF – Крумовградско; ZOF – Зорнишко; KDOF – Кърджалийско; POF – Перперешко; SKOF – Студен кладенец; UOF – Устренско; SOF – Спахиевско; ZPOF – Звездел-Пчелоядско; MDOF – Маджаровско; LZOF – Лозенско; POF – Попско; CHOF – Черничево; MOF – Маданско; DVOF – Давидковско; LOF – Лъкинско; BIOF – Бялизворско; AOF – Ардинско; GLOF – Главанашко.

КУПОЛИ: MDD – Маданско-Давидковски; KD – Кесебирски; BRD – Белоречки.

ПРОМИШЛЕНО-ГЕНЕТИЧНИ ТИПОВЕ: H.T. – хидротермален; M.S. – метасоматичен; V.G. – вулканогенен; S.D. – седиментогенен; D.G. – диагенетичен; P.G. – пегматоиден; M.G. – магматичен; M.T. – метаморфен; S.C. – скарнов; S.G. – супергенен; INF. – инфилтрационен.

МЕТАЛОГЕННИ ЕДИНИЦИ: SMZ – Средногорска металогенна зона; MRMZ – Моравско-Родопска металогенна зона; EROR – Източнородопски руден район; NEROSR – Североизточнородопски руден подрайон; MOSR – Момчилградски руден подрайон; ZOSR – Златоустовски руден подрайон; SEROSR – Югоизточнородопски руден подрайон; KSR – Кърджалийски руден подрайон; CROR – Централнородопски руден район; MDOSR – Маданско-Давидковски руден подрайон; YNOSR – Юговско-Нареченски руден подрайон.

Fig. 81 - 92. Key

VOLCANOES: KIV – Kolets; DRV – Dragoyna; YAV – Yavorovo; BVV – Bezvodno; ITV – Iran Tepe; NKV – Nikolovo; LZV – Lozen; SIV – Sveti Iliya; BLV – Bivolyane; DMV – Dambala; MDV – Madzharovo; ZVV – Zvezdel.

ORE FIELDS: DZOF – Dzhebel; DOF – Dobromirts; KOF – Kosturino-Yakovitsa; GKOF – Golyamo Kamenyane-Avren; GOF – Galabovo; KROF – Krumovgrad; ZOF – Zornitsa; KDOF – Kardzhali; POF – Perperek; SKOF – Studen Kladenets; UOF – Ustren; SOF – Spahievo; ZPOF – Zvezdel-Pcheloyad; MDOF – Madzharovo; LZOF – Lozen; POF – Popsko; CHOF – Chernichevo; MOF – Madan; DVOF – Davidkovo; LOF – Laki; BIOF – Byal Izvor; AOF – Ardino; GLOF – Glavanak.

DOMES: MDD – Madan-Davidkovo; KD – Kesebir; BRD – Byala Reka.

INDUSTRIAL-GENETIC TYPES: H.T. – hydrothermal; M.S. – metasomatic; V.G. – volcanogenic; S.D. – sedimentary; D.G. – diagenesis; P.G. – pegmatoid; M.G. – magmatic; M.T. – metamorphic; S.K. – skarn; S.G. – supergene; INF. – infiltration.

METALLOGENIC UNITS: SMZ – Srednogorie metallogenic zone; MRMZ – Morava-Rhodope metallogenic zone; EROR – Eastern Rhodope ore region; NEROSR – North-eastern ore subregion; MOSR – Momchilgrad ore subregion; ZOSR – Zlatoustovo ore subregion; SEROSR – South-eastern ore subregion; KSR – Kardzhali subregion; CROR – Central Rhodope ore region; MDOSR – Madan-Davidkovo ore subregion; YNOSR – Yugovo-Narechen ore subregion.

те са образувани от силициеви разтвори, изливащи се на дъното на плитък морски басейн, и са свързани с този магматизъм.

С Перперешкия комплекс се образуват и *магматични находища на перлити*. Перлитовите тела са локализиращи предимно по периферията на киселите екструзии и субвулкански тела и дайки в района на спирка Средна Арда и Студен кладенец (фиг. 80).

Малко по-късно в югозападната част на Момчилградското понижение се формира Джебелското понижение като структура от по-висок ранг. То е изпълнено с теригенните седименти на Джебелската свита (фиг. 81). Над тях се разполагат пирокластични на Стоманския риолитов комплекс, сред които се установяват лещи от рифови варовици. Стоманският комплекс вероятно е аналог на последните пирокластични от Перперешкия трахириолитов комплекс.

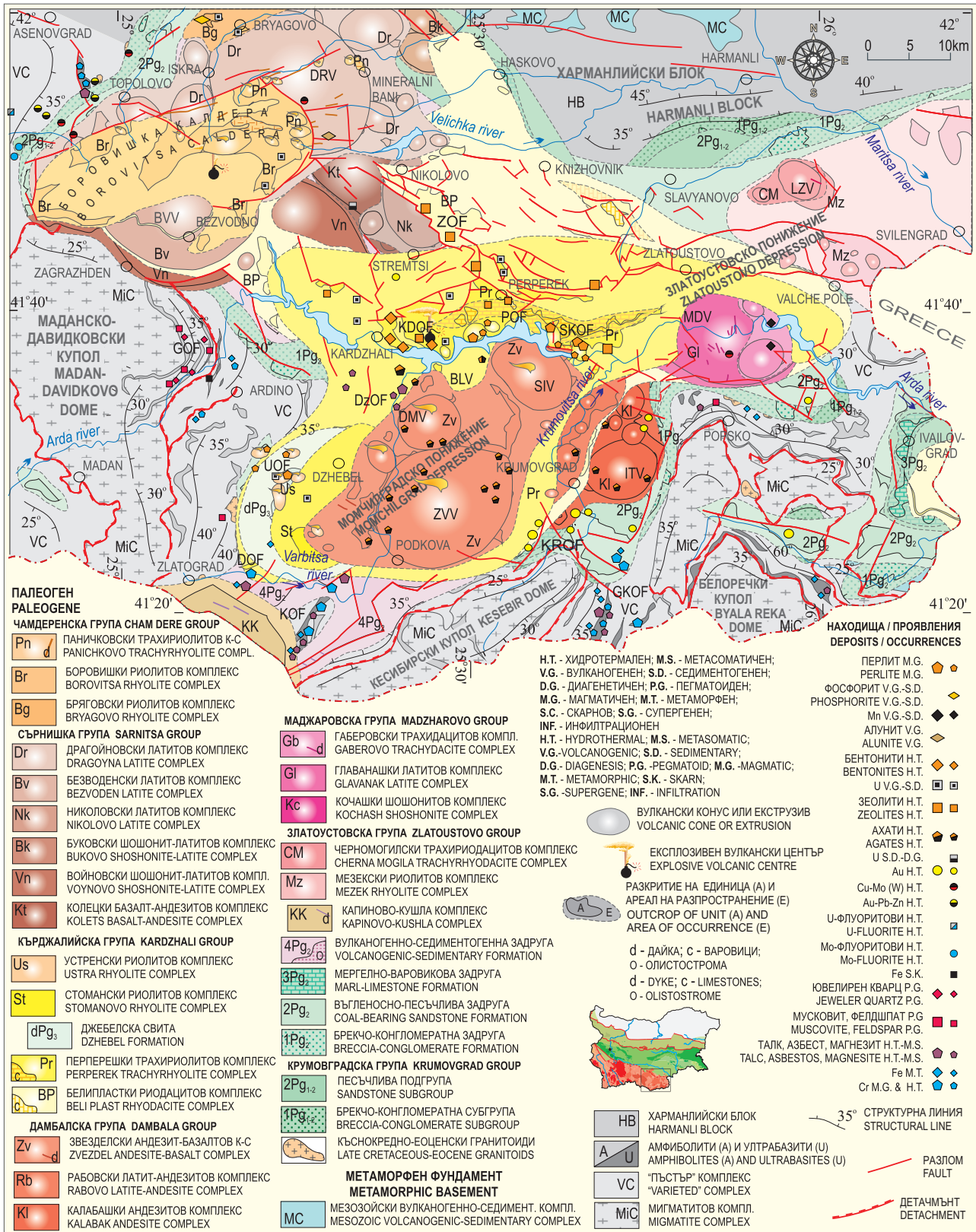
През следващия етап в Североизточнородопското понижение се внедряват екструзии и дайки

от Паничковския трахириолитов комплекс (фиг. 82). Екструзиите са локализиращи главно в източната част на Боровишката калдера и на ИСИ от нея по Буковския разломен сноп.

В западната част на Момчилградското понижение и неговата рамка се внедряват екструзии от Устренския риолитов комплекс (фиг. 82). Сред тях също са локализиращи *перлитови магматични находища*, вкл. най-голямото перлитово находище в България – Счупената планина.

В Момчилградското понижение се изливат продуктите на Звезделския базалт-андезитов комплекс, които изграждат Звезделския вулкан и нови фази на Светиилийския и Дамбалъшкия вулкан (фиг. 82). Всъщност най-големият в Момчилградското понижение Звезделски вулкан е изграден изцяло от продуктите на този комплекс. С неговите лавови потоци също асоциират *хидротермални проявления на ахати*.

През следващия епизод в Североизточнородопското понижение се изливат продуктите на



Фиг. 82. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Паничковски трахириолитов, Устренски риолитов, Звезделски андезитобазалтов комплекс (перлити – магматични; ахати – хидротермални находища и проявения)

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 82. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Panichkovo trachyrhyolite, Ustren rhyolite, Zvezdel andesite-basaltic complex (perlites – magmatic; agates – hydrothermal deposits and occurrences)

Key see in p. 173.

Мургенския трахириолитов комплекс, представени предимно от игнимбрити (фиг. 83). В края на този етап вероятно се формира калдерата Мурга. Тя е структура от по-висок ранг спрямо Боровишката калдера.

В Момчилградското понижение, в пределите на Светиилийския, Биволянския и Дамбалъшкия вулкан се излива нова фаза – материалите на Светиилийския трахириодацитов комплекс (фиг. 83). С него се формират *проявления на перлити*.

В Момчилградското понижение следва изливването на продуктите на Момчилградския трахидацитов комплекс (фиг. 84). Те изграждат нова фаза в Дамбалъшкия вулкан и по-малки паразитни конуси по склоновете на Звезделския вулкан.

През следващия епизод в Североизточнородопското понижение се внедряват екструзии и дайки от Градищенския трахириодацитов комплекс (фиг. 85). Те са локализираны изключително по Буковския разломен сноп.

В Момчилградското понижение се изливат продуктите на Равенския риолитов комплекс (фиг. 85). Те се разполагат в южната част на Нановишката калдера. С тях са свързани *уранови вулканогенно-седиментогенни проявления*, *уран-желязо-фосфатен тип* – проявленията Равен и Плазисце.

През следващите епизоди в целия район се внедряват субвулкански тела и дайки. Те са предимно с кисел състав, но се установяват и латитови и шошонитов разновидности. В Североизточнородопското понижение това е Тримогилският комплекс, в Момчилградското понижение – Пчелоядният комплекс, а в Източнородопския комплексен купол – Планинецкият комплекс от Белоречката група (фиг. 86).

С последните изяви на късноекстензионния магматизъм в Източните Родопи е свързано образуването на множество *хидротермални Au-Pb-Zn (\pm Sb)*, а в Централните Родопи – *хидротермални и скарнови Pb-Zn орудявания* (обзор в: Димитров, 1988; Георгиев, 2007б). За Източните Родопи са характерни и *антимоновидни хидротермални проявления*, а и за двата района – *уранови и уран-полиметални хидротермални находища и проявления*.

Pb-Zn и Au-полиметални орудявания

Pb-Zn скарнови и хидротермални находища и проявления. В Централнородопския руден район (Централнородопски комплексен купол) са представени изключително Pb-Zn орудявания (фиг. 87). Тук също се установяват златни минерализации, но съдържанията на Au са твърде ниски и те нямат икономическо значение.

Рудните тела са предимно жилни и жилково-впръснати. Те се състоят от минерализирани зони и по-рядко от жили, които секат както метаморфния фундамент, така и вулканогенно-седиментните комплекси. В разглеждания район няма доминираща система от рудовместващи разломи, независимо че в отделните рудни полета има предпочитани системи.

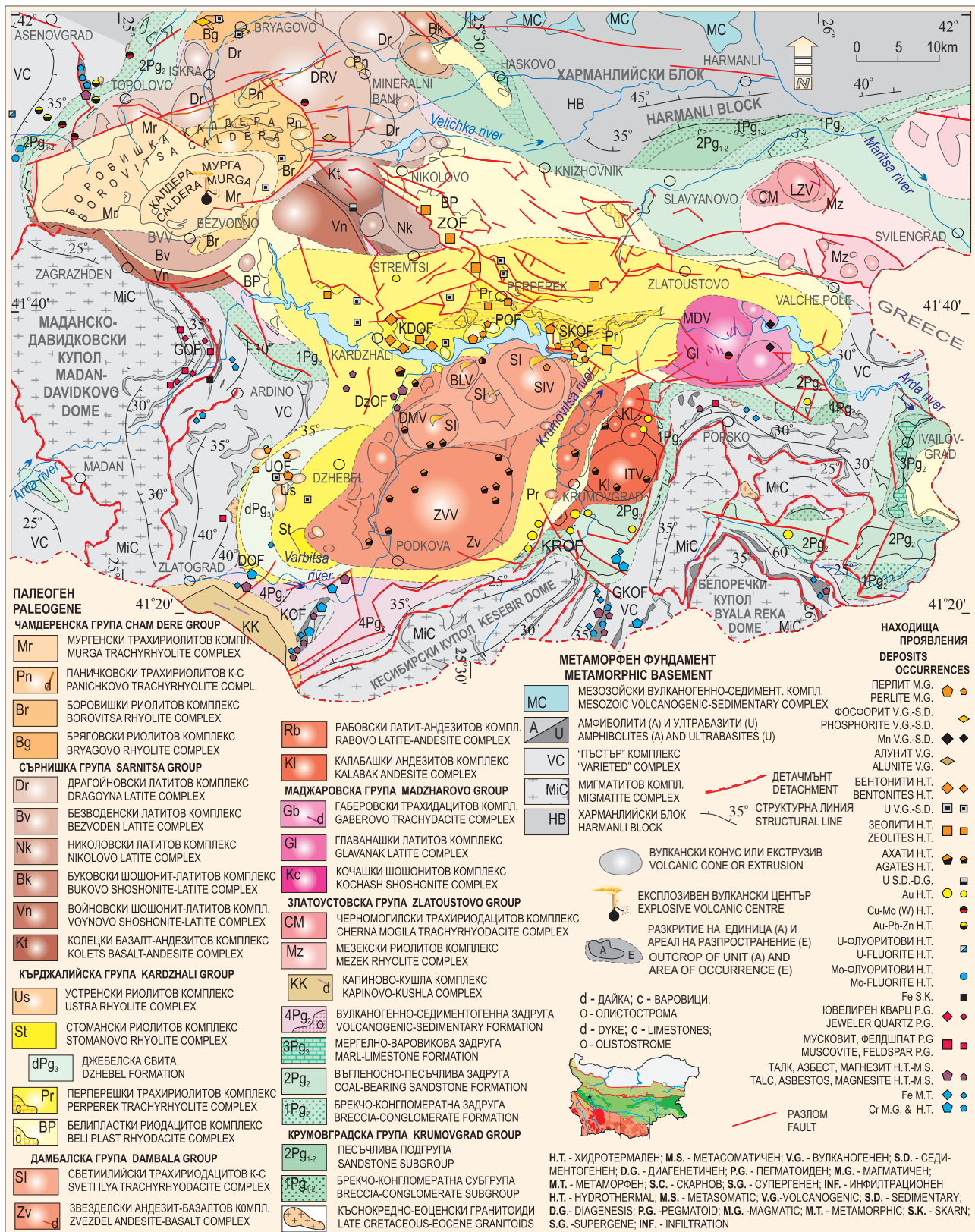
Когато рудовместващите разломи пресичат мрамори, се установяват и пластообразни скарнови хидротермално-метасоматични тела.

Главни рудни минерали са галенит, сфалерит и халкопирит; второстепенни – тетраедрит-тенантит, пирит, хематит, спекуларит; нерудни – кварц, калцит, доломит, барит.

Златно-полиметални (Au-Pb-Zn) хидротермални орудявания. В Източнородопския руден район във всяко рудно поле се отделят находища (рудни тела) от два подтипа – кварц-галенит-сфалеритов и кварц-златно-полиметален (сулфосолен). Нещо повече, в Източните Родопи в отделните рудни полета те са резултат от единни хидротермални системи. При това Au-полиметалните минерализации се налагат телескопирано на по-ранните Pb-Zn минерализации в по-високите или периферните части на рудните полета. По този начин се очертава куполна зоналност в тяхното разпределение.

За Белоречкия ядрен комплекс също е характерен злато-полиметалният минерален тип с кварц-галенит-сфалеритов и кварц-злато-полиметален подтип. Тук са локализираны Попско-Белополското и Черничевското рудно поле.

Антимоновидни хидротермални находища и проявления. В някои находища е наложена кварц-стибнитова минерализация с калцит, реалгар и пиротин. Тя е най-добре представена в Черничевското рудно поле (фиг. 87) с типичен представител едноименното находище (Mladenova, 2000). Рудната минерализация е локализирана в жилообразни зони в метаморфния фундамент. В седиментите по северната периферия на Белоречкия ядрен

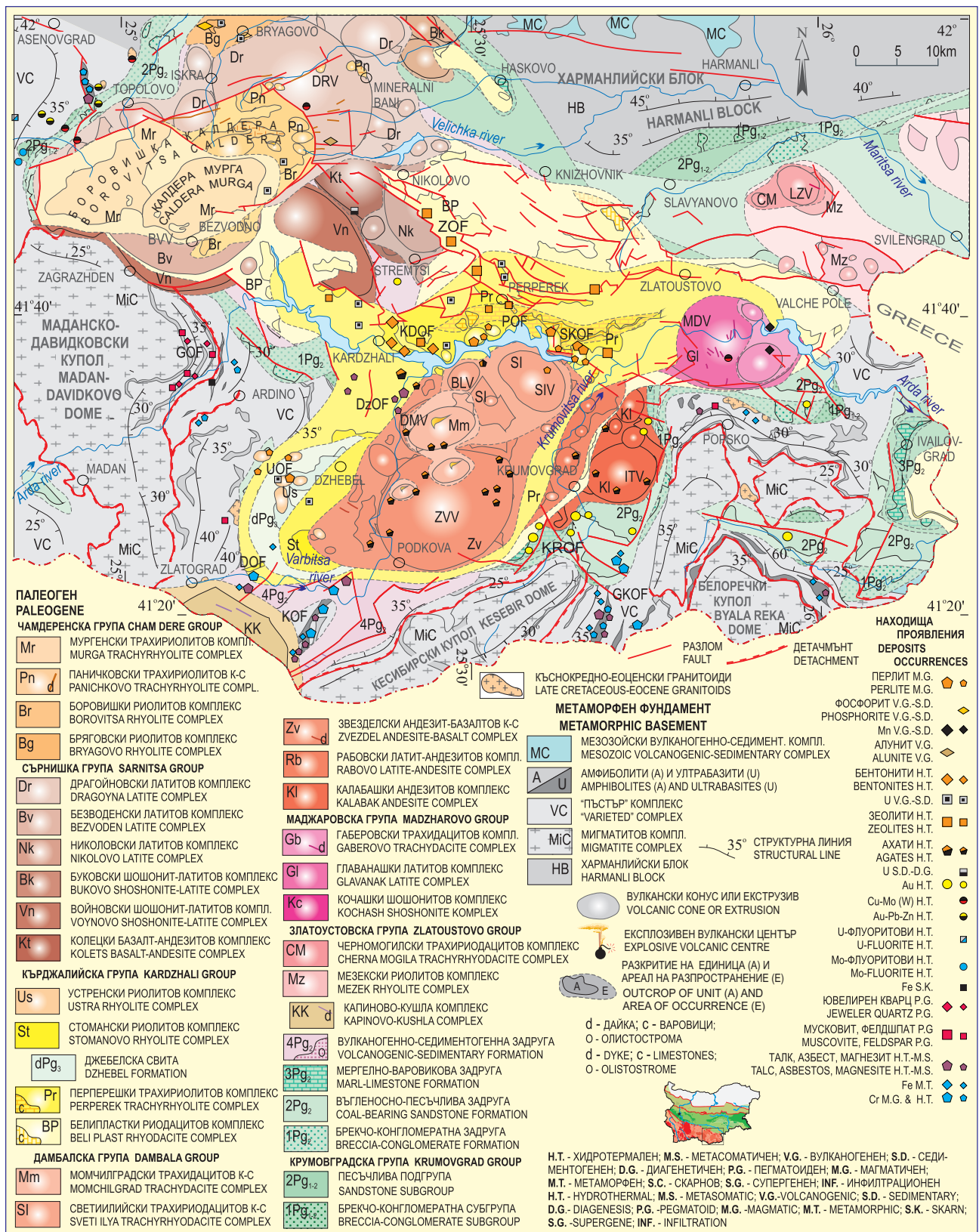


Фиг. 83. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Мургенски трахириолитов и Свети-илийски трахириодацитов комплекс (перлити – магматични проявления)

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 83. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Murga trachyrhyolite, Sveti Iliya trachyrhyodacite complex (perlites – magmatic occurrences)

Key see in p. 173.

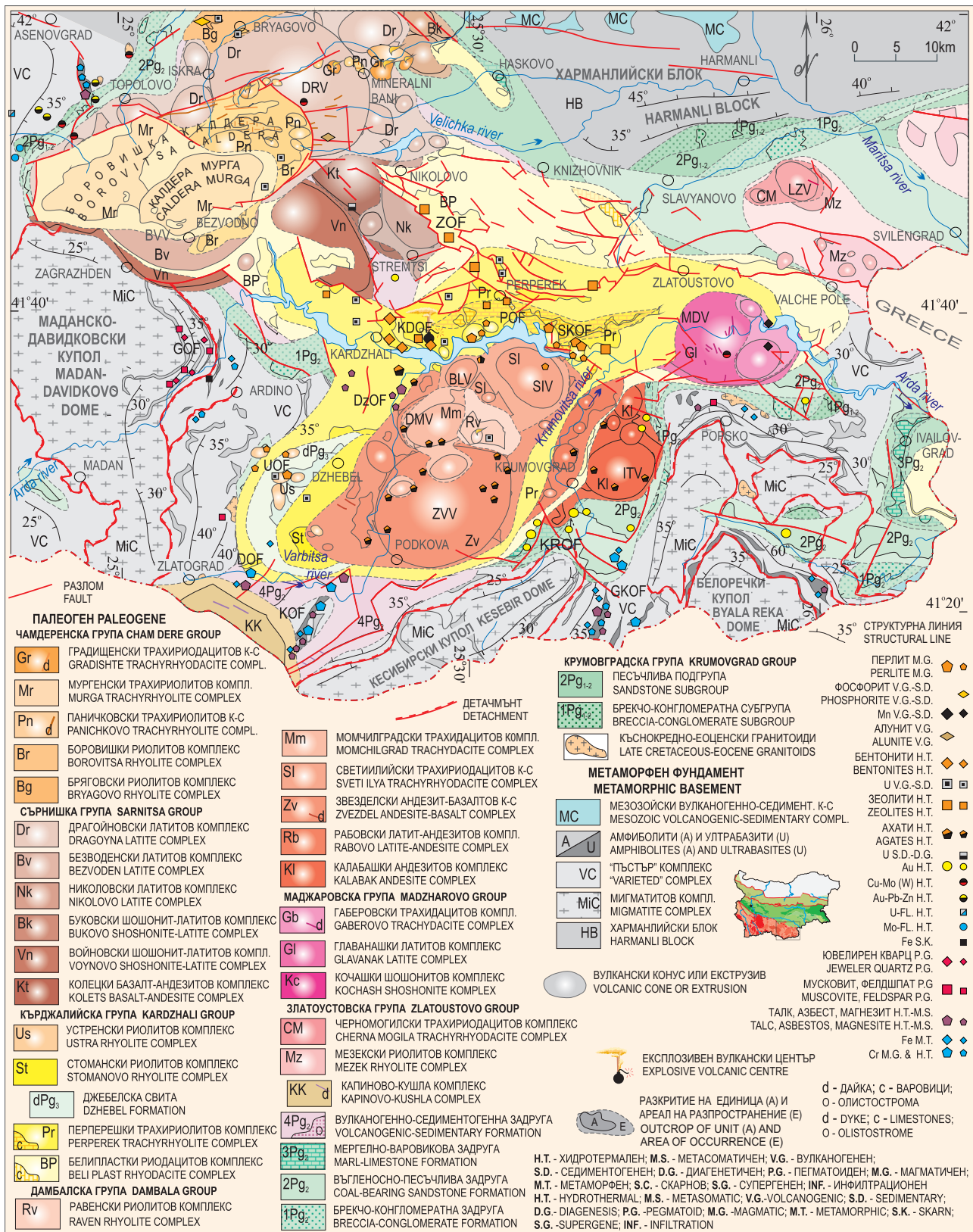


Фиг. 84. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Момчилградски трахидацитов комплекс

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 84. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Momchilgrad trachydacite complex

Key see in p. 173.

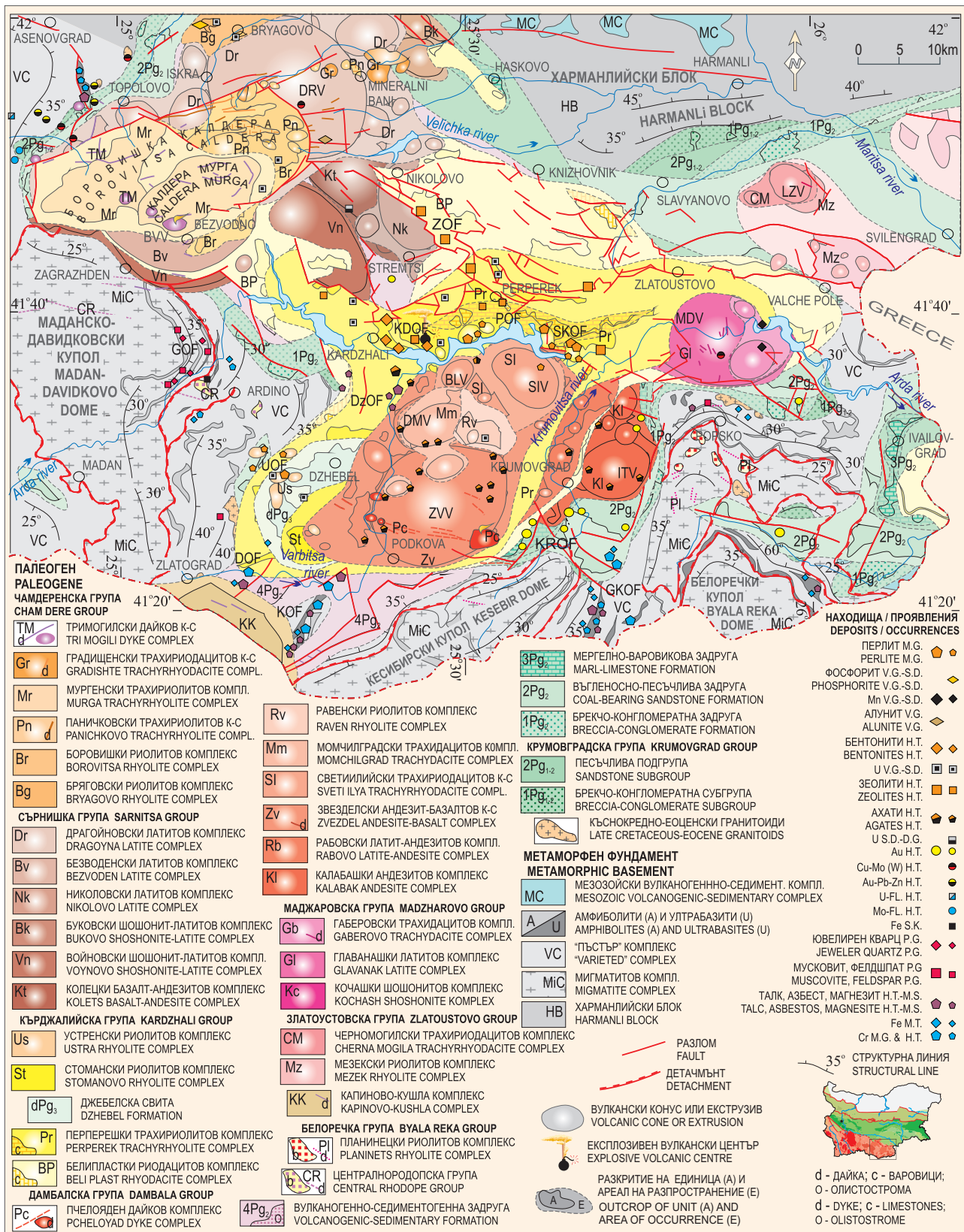


Фиг. 85. Късноалпийска металогенна епоха, късностензионен етап, Градищенски трахириодацитов и Равенски риолитов комплекс (U – вулканогенно-седиментогенни проявления)

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 85. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Gradishite trachyrhyodacite and Raven rhyolite complex (U – volcanogenic-sedimentary occurrences)

Key see in p. 173.

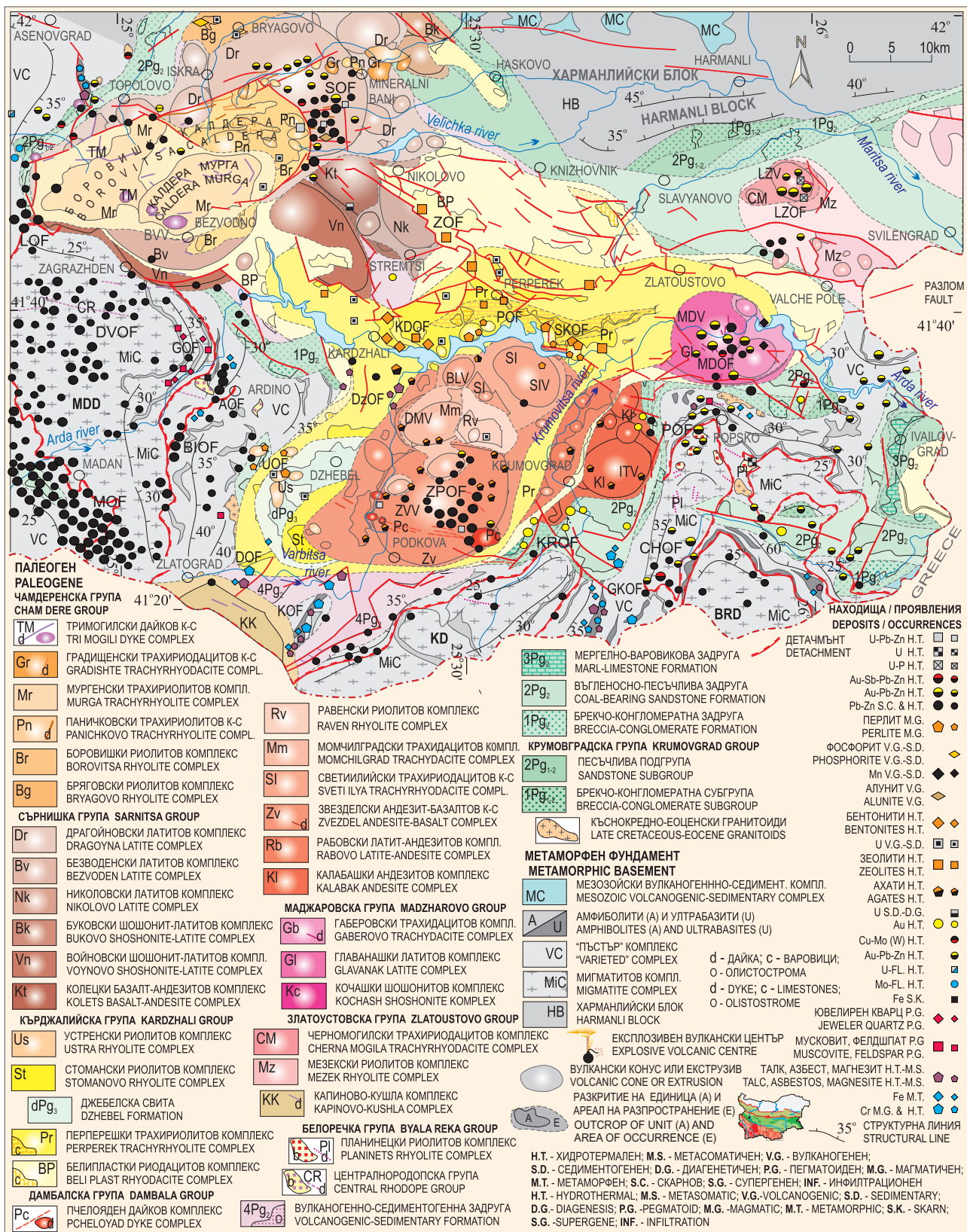


Фиг. 86. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Тримогилски, Пчелоядски, Планинецки дайков комплекс, Централнородопска група

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 86. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Tri Mogili, Pcheloyad, Planinets dyke complex, Central Rhodope group

Key see in p. 173.



Фиг. 87. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, основен рудоносен подетап (Au-Pb-Zn и Au-Sb-Pb-Zn хидротермални; Pb-Zn скарнови и хидротермални находища и проявения

Съкращения — виж с. 173.

Fig. 87. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, main ore-bearing substage (Au-Pb-Zn and Au-Sb-Pb-Zn hydrothermal; Pb-Zn skarn and hydrothermal deposits and occurrences)

Key see in p. 173.

комплекс също са локализиран самостоятелни кварц-стибнитови проявления (Марешница).

С някои риолитови тела асоциират **уранови хидротермални находища и проявления**. От *настуранов тип* е нах. Планинец, локализирано сред аргилизити и окварцени риолити (фиг. 87). От *уран-фосфорен тип* са индикациите Градището, Черна могила и Жинзифово. Минерализацията е от урансъдържащи флуор-апатит и Са-Р-молибдат (Драгоманов и др., 1994ф).

През следващия етап в Източнородопския комплексен купол се внедряват тела и дайки от Крумовградския базалтов комплекс (фиг. 88).

По това време на места се образува дебела изветрителна кора, с която асоциират **халуазит-каолинитови изветрителни находища** (фиг. 88). Локализирана е в северната периферия на Маджаровския вулкан, сред материалите на Главанашкия латитов и Габеровския трахидационен комплекс.

5.2.3. Финален постмагматичен металогенен етап (Pg₃–Q)

Олигоцен-плиоценски металогенен под-етап

В края на олигоцен и през миоцена в Бряговското понижение се отлагат материалите на Вълчеполската свита (фиг. 89). Аналог на тези материали в северната периферия на Североизточнородопското понижение е Драгойновската свита, а в Харманлийския блок – Маришката свита. И за трите свити се предполага, че отложенията са алувиално-езерни.

Сред седиментите на Вълчеполската мола са се формират **уранови седиментно-инфилтрационни, уран-силикатен тип** орудявания (нах. Перперек).

През неогена в северната част на разглежданата площ се отлагат теригенните седименти на Ахматовската свита. Те са алувиални и пролувиални и са свързани с развитието на речната система

на Палеомарица. Сред тях се образуват **уранови инфилтрационни находища и проявления** (фиг. 90). Формирането на *слюдено-кофенитовия тип* е свързано с постседиментационна инфилтрационна (пластова) оксидация, довела до образуване на оксидационно-редукционна граница, която контролира урановото орудяване. Типичен представител е нах. Хасково (Болярово), където е описан и отунит (Драгоманов и др., 1994ф).

Плиоцен-кватернерен подетап

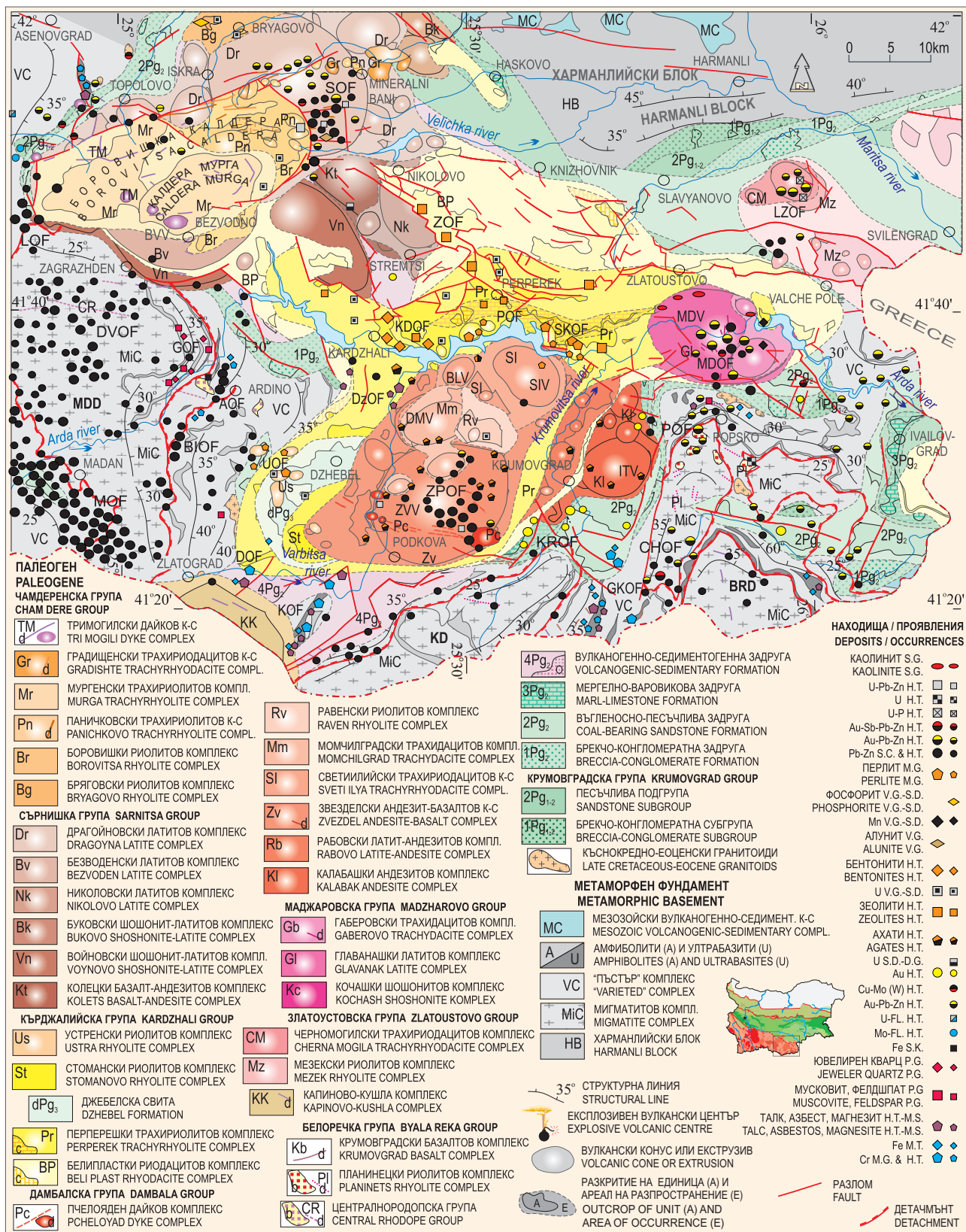
Желязо-манганови (±Ni) супергенни находища и проявления. Типичен представител е находище Пожарите в района на Еньовче, вместино в метаморфни скали (фиг. 91). Разглежда се като манганова шапка на метасоматични Pb-Zn руди. Основните минерали са пиролузит и псиломелан. Средните съдържания на Mn достигат 30–35%. Находището е експлоатирано.

Уранови супергенни орудявания. *Слюдено-отунитова минерализация* е установена върху почти всички по-стари орудявания. Най-добре е представена в нах. Сърница (фиг. 91).

В проявление Кърджали-изток върху уран-желязо-фосфатната минерализация са наложени карнотит, тюамонит и ренардит.

Златни разсипни проявления. Имат широко разпространение в района, което е закономерно следствие от наличието на множеството коренни златни орудявания. Разсипни проявления се установяват и извън пределите на известните рудни полета и находища.

Вермикулитови супергенни проявления. Вермикулитът се образува под въздействие на хидротермални процеси главно върху биотита и флогопита. Икономическо значение имат главно изветрителните находища, получени за сметка на разлагане на флогопит-биотитови слюди. Локализиран са в серпентинизираните ултрабазити (Андреевич, 1989). Такива находища и проявления се установяват сред ултрабазитовите тела в Източнородопския комплексен купол – Тинтява, Гугутка, Горни Юруци и др.

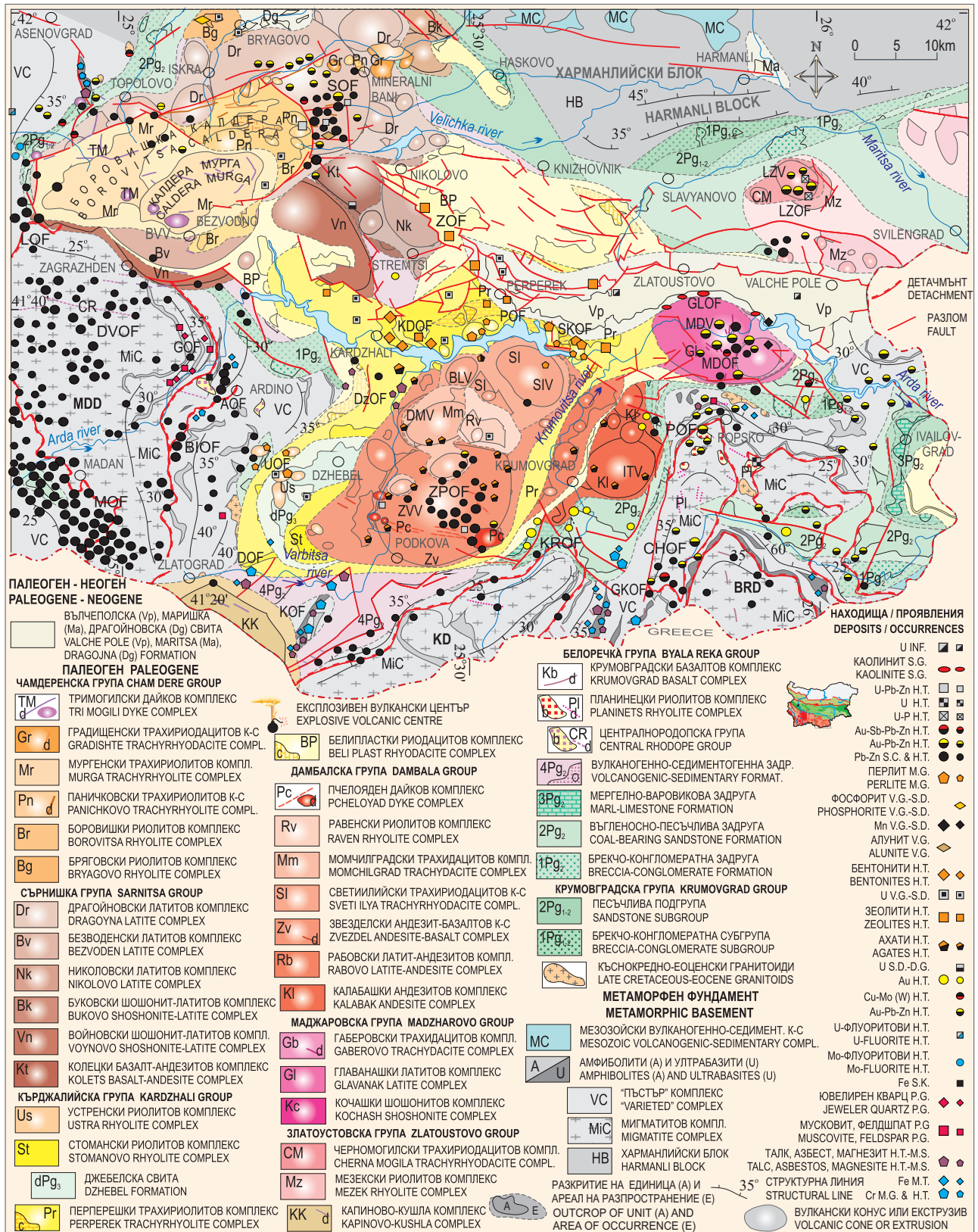


Фиг. 88. Късноалпийска металогенна епоха, късноекстензионен етап, Крумовградски базалтов комплекс (халуазит-каолинитови изветрителни находища и проявения)

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 88. Late Alpine metallogenic epoch, late extensional stage, Krumovgrad basaltic complex (halloysite-kaolinite supergene deposits and occurrences)

Key see in p. 173.

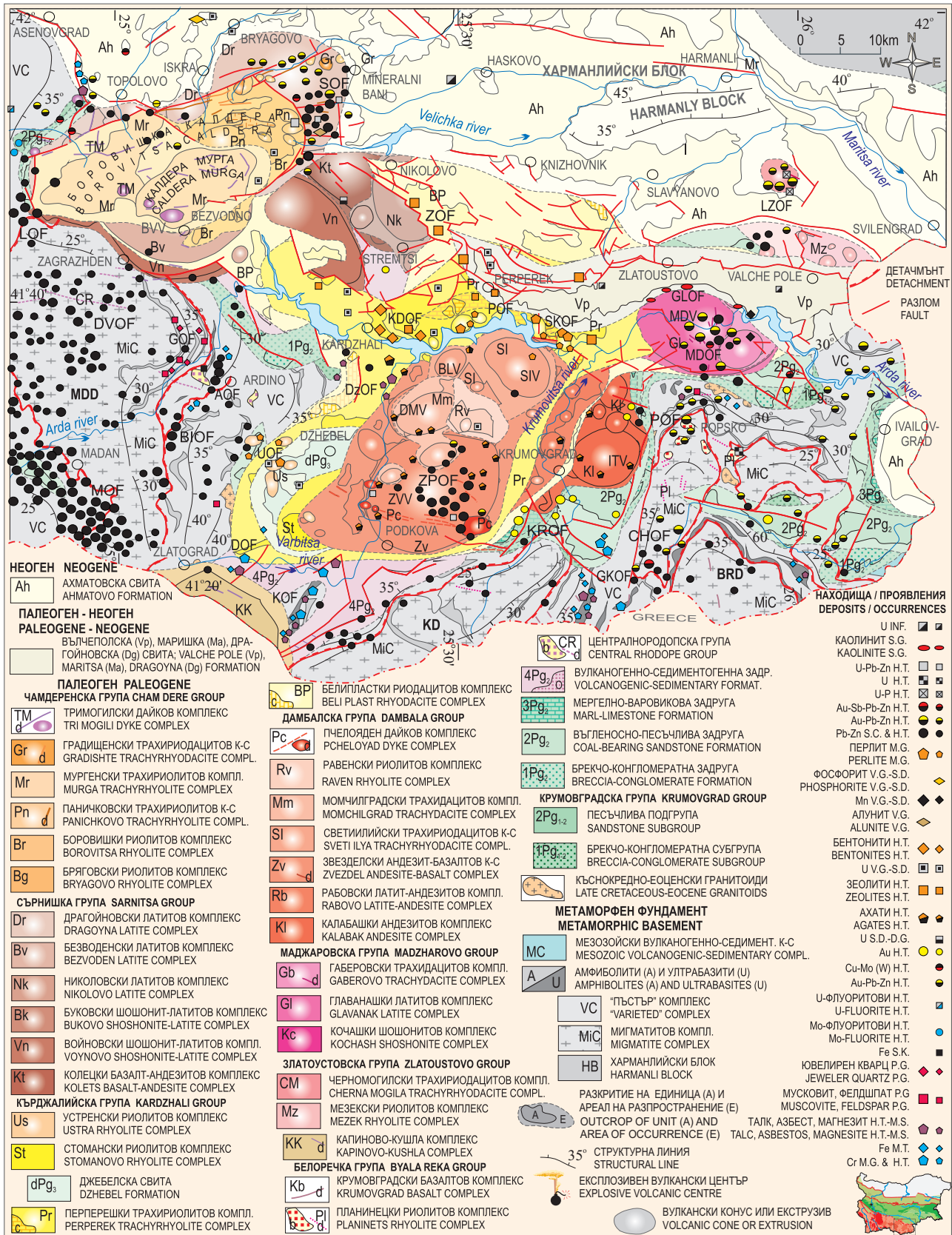


Фиг. 89. Късноалпийска металогенна епоха, финален постмагматичен етап, Вълчеполска, Драгойнска и Маришка свита (въглища – седиментно-диагенетични; U – инфилтрационни проявения)

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 89. Late Alpine metallogenic epoch, final postmagmatic stage, Valche pole, Dragoyuna, Maritsa formations (coal – sediment-diagenesis; U – infiltration occurrences)

Key see in p. 173.

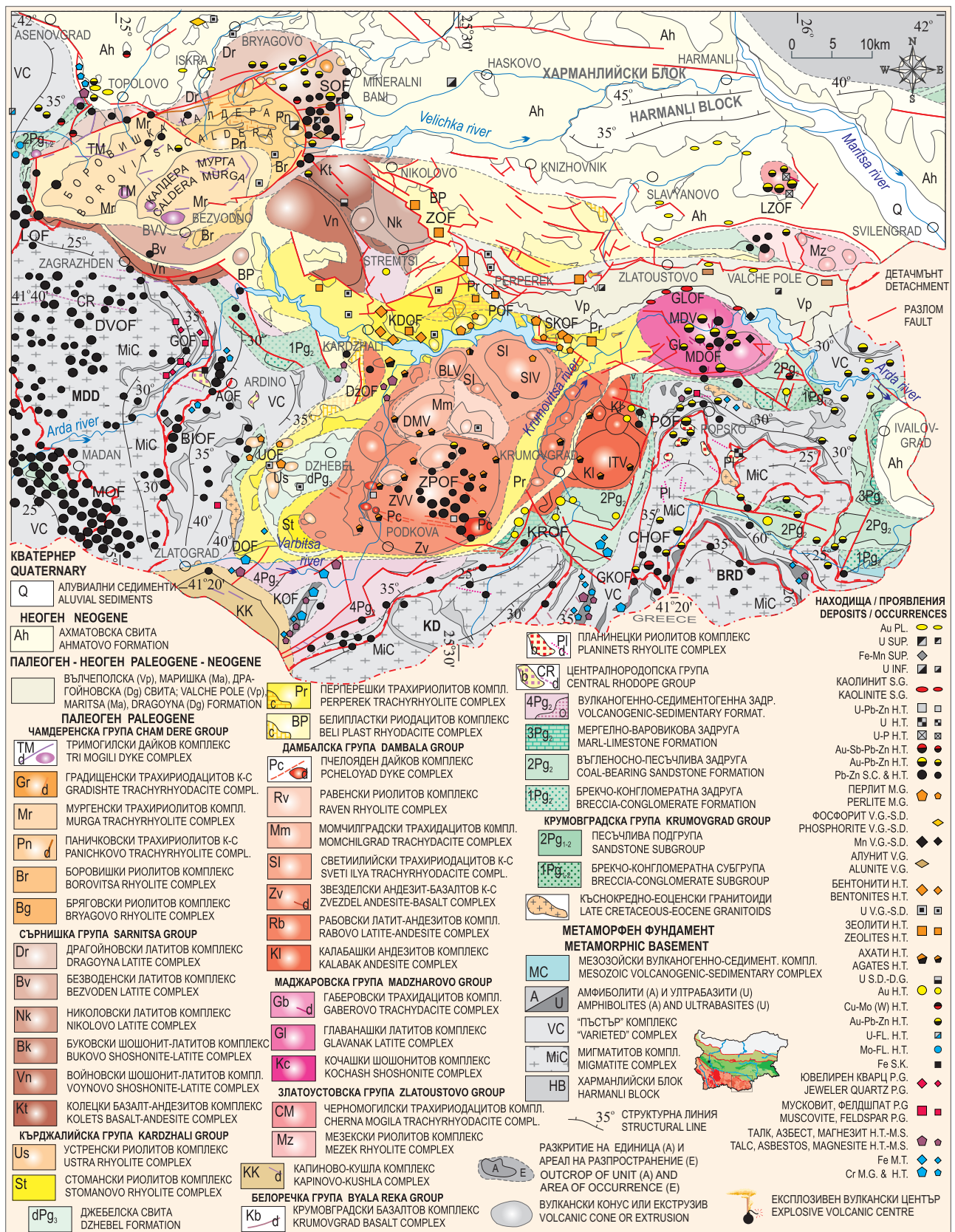


Фиг. 90. Късноалпийска металогенна епоха, финален постмагматичен етап, Ахматовска свита (U – инфилтрационни находища и проявения)

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 90. Late Alpine metallogenic epoch, final postmagmatic stage, Ahmatovo formation (U – infiltration deposits and occurrences)

Key see in p. 173.

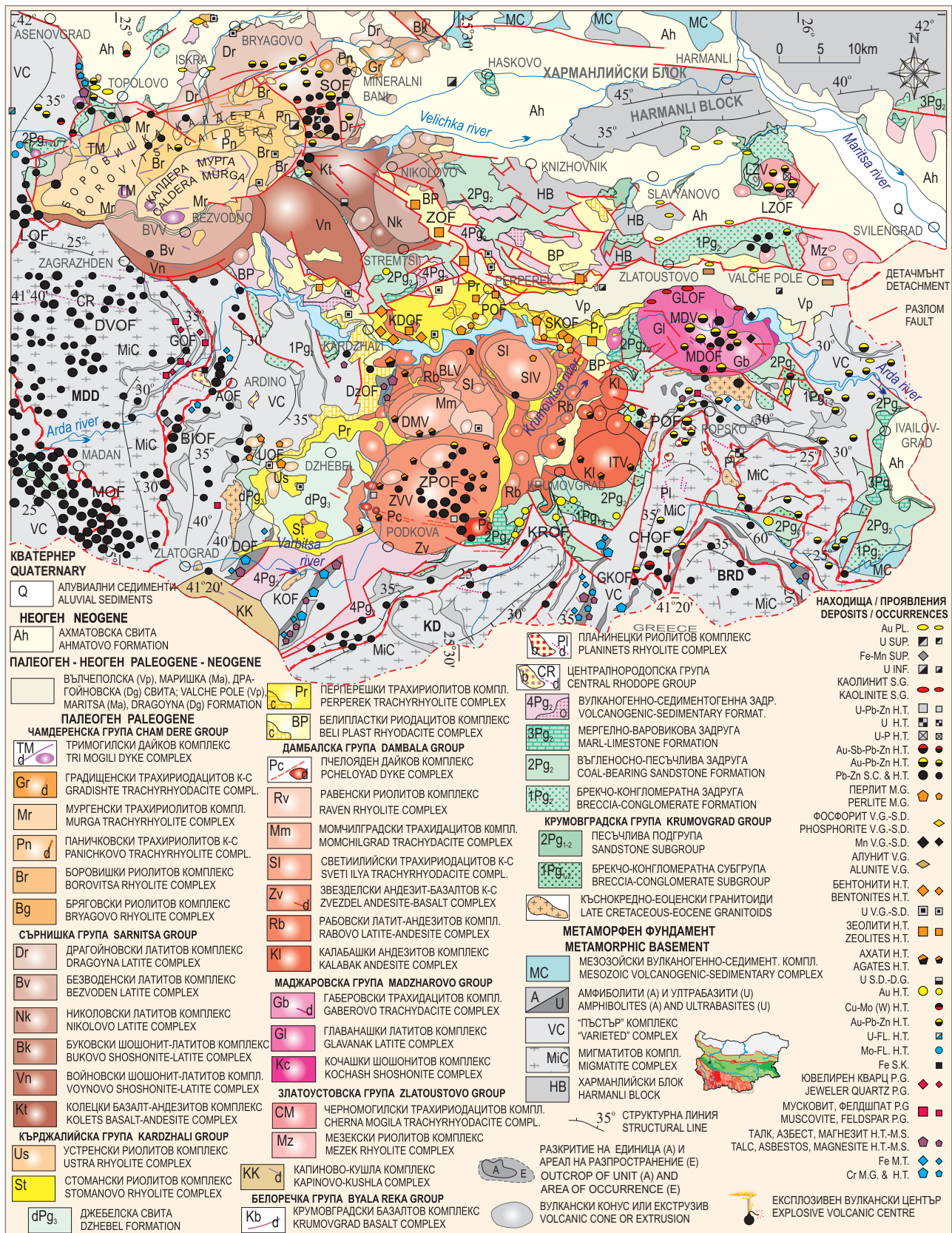


Фиг. 91. Късноалпийска металогенна епоха, финален постмагматичен етап, плиоцен-кватернерен подетап (Fe-Mn, U – супергенни; Au – разсипни находища и проявения)

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 91. Late Alpine metallogenic epoch, final postmagmatic stage, Pliocene-Quaternary substage (Fe-Mn, U – supergene; Au – placear deposits and occurrences)

Key see in p. 173.



Фиг. 92. Металогенна карта на Източните Родопи – днес

Съкращения – виж с. 173.

Fig. 92. Metallogenic map of the Eastern Rhodope – today

Key see in p. 173.

6. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕН МОДЕЛ НА КЪСНОЕКСТЕНЗИОННИЯ МАГМАТИЗЪМ И СВЪРЗАНАТА С НЕГО МЕТАЛОГЕНИЯ И РЕГИОНАЛНИ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗПРЕДЕЛЕНИЕТО НА ПОЛЕЗНИТЕ ИЗКОПАЕМИ

Наличните данни предполагат мантиен произход на изходните магми от късния етап на екстензия (Маврудчиев, 1992; Marchev et al., 1998, 2004b; Yanev et al., 1998; Georgiev, 2004, 2005).

В процеса на формиране и ексхумация на ядрените комплекси между отделните куполи и по периферията на Родопския масив става изтъняване на долния пластичен слой и на земната кора като цяло. В тези участъци се осъществяват издигане на горната мантия и проникване на мантийно вещество в земната кора (Georgiev, 2004, 2005). Продуктите на този магматизъм, преимуществено във вулкански фацес, са локализирани главно в пределите на Източнородопското комплексно понижение. Това всъщност е районът с най-тънка земна кора в Родопите и близкото им обкръжение (фиг. 93). Отделни неголеми кисели, средни и по-рядко базични по състав субвулкански тела и дайки, както и монцитонитидни плутони са внедрени и в околните куполи (субвулкански до хипоабисален фацес).

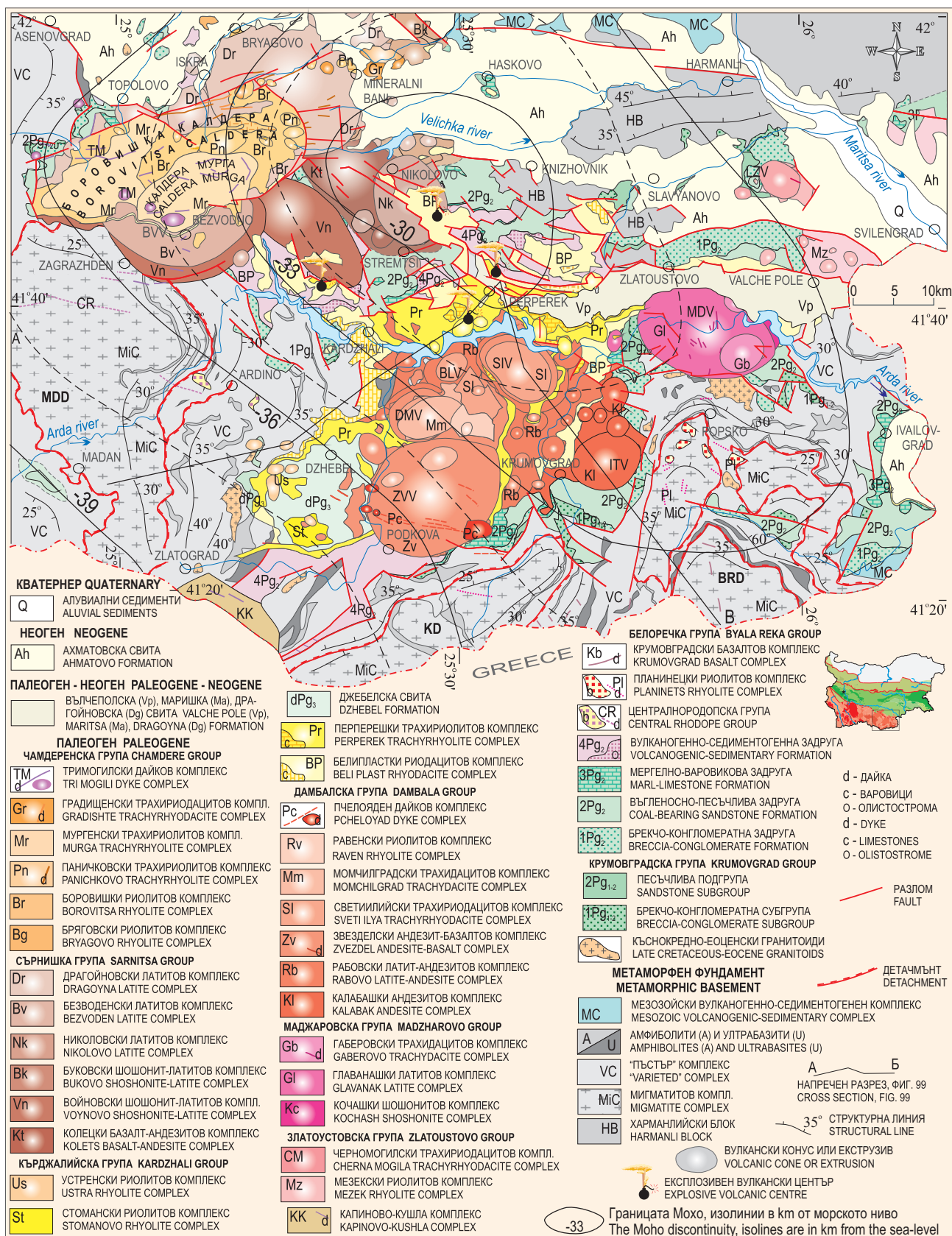
Магматизмът от късния екстензионен етап е продукт на няколко отделни междинни магмени камери. Те са резултат от единна къснокстензионна тектономагматична обстановка, но имат относително самостоятелна и независима еволюция. Магматизмът е с мантиен произход, но отделните магмени камери са със специфичен състав и вероятно са обогатени в различна степен с коров субстракт. Тези камери имат сходна (еднотипна), но нееднаква и неедновременна еволюция (Georgiev, 2004, 2005; Georgiev, Milovanov, 2005).

В междинните магмени камери се осъществява диференциация на магмата и периферните магмени камери са със среден или кисел състав (фиг. 94). Магмата на периферните магмени камери със среден състав претърпява допълнителна еволюция и диференциация и магматизмът при тях еволюира от среден към кисел.

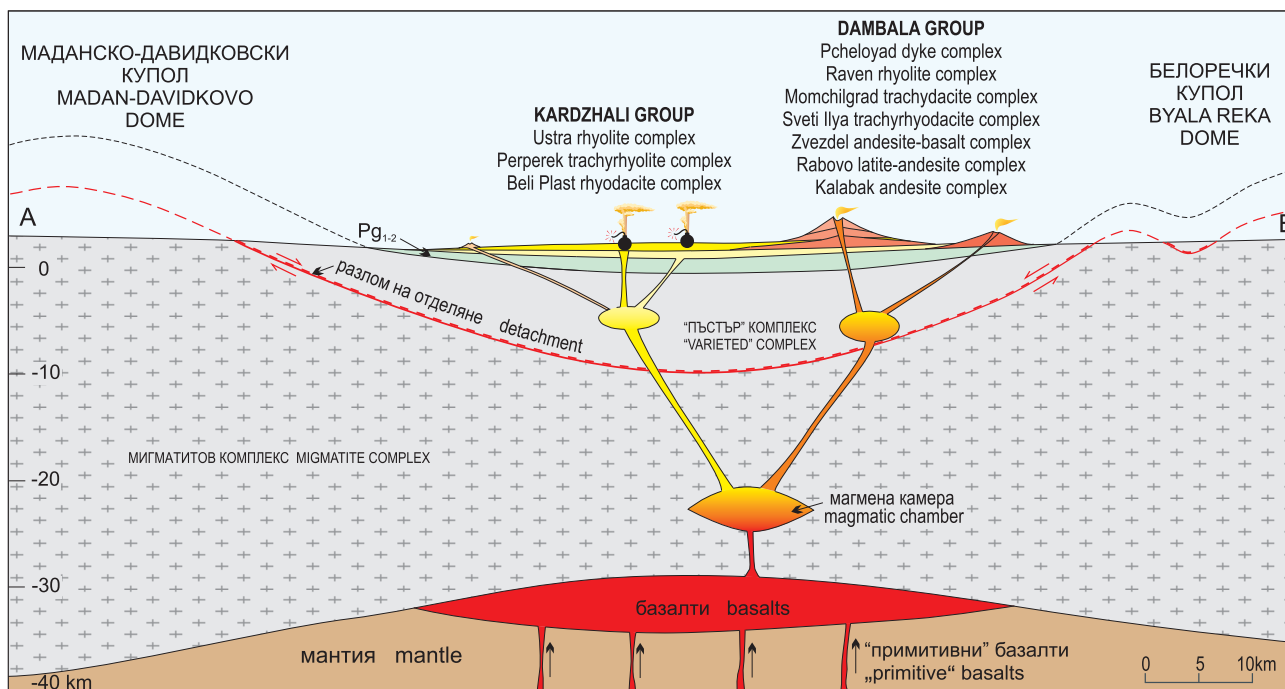
Двата типа периферни магмени камери имат специфична и твърде различна металогения.



Вкаменената сватба The fossilized wedding



Фиг. 93. Геоложка карта на Източните Родопи с границата Мохо (по Boykova, 1999)
 Fig. 93. Geological map of the Eastern Rhodope with Moho discontinuity (according to Boykova, 1999)



Фиг. 94. Напречен геоложки разрез

Условни знаци, както на фиг. 93.

Fig. 94. Geological cross section

Key see in fig. 93

6.1. Основни черти на златно-полиметалните (Au-Pb-Zn) хидротермални орудявания в Източнородопския руден район

Този район включва Източнородопското комплексно понижение и Източнородопския комплексен купол, за които са характерни златно-полиметални хидротермални орудявания. Те са локализиращи както сред вулканските скали на понижението, така и сред метаморфните скали на фундамента.

За околорудните метасомати, съпътстващи този тип орудяване, най-общоприето е мнението за наличието на аргилизити, локализиращи около полиметалните (Pb-Zn) рудни тела на златно-полиметалния минерален тип (Бресковска, Гергелчев, 1988г; Velinov, Nokov, 1991; Кунов и др., 1997, 2000; Плющев, 1994; Плющев и др., 1993ф; Цонев и др. 1996ф; Димова и др. 1996ф). В страни от тях, за находищата Лозен, Света Марина и Попско, се описват березити. За най-външните зони навсякъде са характерни пропицити. В горните части на системата за собствено златните или златно-полиметалните рудни тела са характерни адулар-серицитовият тип изменения. В късните стадии на минерализация се налагат също така зеолитизация, баритизация и карбонатизация.

Тези изменения се наблюдават както сред вулканските, така и сред метаморфните скали.

Минерализационният процес в рудните полета от този район има много общи черти (Бресковска, Гергелчев, 1988а, б, в, г; Младенова, 1989, 1998; Breskovska, 1997; Mladenova, 2000; Патрикова, 2000; Georgiev et al., 2002; Димова и др., 1996ф; Кестебеков и др., 1998ф; Цонев и др., 1995ф, и др.). В началото се отлага кварц-хематит-спекуларитова (Попско, Маджаровско и Спахиевско рудно поле – златоносна), следвана от кварц-пирит-халкопиритова (Попско, Маджаровско, Спахиевско рудно поле) или пиротин-арсенопиритова (находище Седефче, със злато?) парагенеза. Върху тях се налага кварц-сулфидната парагенеза. Тя е главен носител на полиметалната минерализация (галенит, сфалерит), но също е златоносна (Попско, Звездел-Пчелоядско, Маджаровско, Спахиевско рудно поле). Основен носител на злато и сребро е кварц-халцедон-сулфосолната (Попско, Звездел-Пчелоядско, Маджаровско рудно поле) или кварц-халцедон-пиритовата (Спахиевско рудно поле) парагенеза. Последни се отлагат калцитовата и/или баритовата парагенеза, които в нах. Маджарово и Лозен също са носители на злато. Всъщност злато се установява във всички или почти всички минерални парагенези, но присъствието му е най-

обилно в кварц-сулфосолната парагенеза, която е и основният му носител. С последните парагенези в Маджаровското и Звездел-Пчелоядското рудно поле и в нах. Черничево се налага и антимонова минерализация (Бресковска, Гергелчев, 1988а, г; Breskovska, 1997; Младенова, 1989; Mladenova, 2000), представена най-обилно в нах. Черничево.

Минералните парагенези се налагат телескопирано една върху друга. Във всички рудни полета се наблюдава повече или по-малко добре изразена куполна зоналност в разпределението на минералните парагенези (Илиев, 1980; Богданов, К., 1983; Бресковска, Гергелчев, 1988а, б, в, г; Mavrudchiev et al., 1996; Georgiev et al., 1996). Във вътрешните части на рудните полета са отложени най-ранните парагенези, а в по-високите и периферните им части – най-късните. По този начин във вътрешните части се наблюдава медна минерализация (без съществено икономическо значение), следвана от зона на преимуществено Pb-Zn минерализация и най-външна зона със Au-Ag минерализация. Поради това във вътрешните части на рудните полета са локализирани главно находища или рудни тела от кварц-галенит-сфалеритов минерален подтип, а в по-високите и периферните части на рудните полета доминират находища и проявления от кварц-златно-полиметалния (сулфосолен) минерален подтип.

Редът на отлагане на основните елементи във времето и пространството е:

$Fe, Cu \pm Au \rightarrow Pb, Zn \pm Au \rightarrow Au, Ag \pm Mo? \rightarrow$
 \rightarrow халцедон, барит $\pm Au$.

За златно-полиметалните орудявания в отделните рудни полета от Източнородопския руден район температурите на минералоотлагане варират в близки граници (Димитров, Кръстева, 1974; Бресковска, Гергелчев, 1988а, б, в, г; Патрикова, 2000). За предрудните березити и аргилзити в нах. Лозен се определя температурен диапазон 360–280 °С, а за кварц-хематит-хлоритовата парагенеза в Маджаровското рудно поле – 270–260 °С. Продуктивната на Pb и Zn кварц-сулфидна парагенеза се отлага в интервала 310–230 °С, най-често при 260–250 °С, а кварц-халцедон-сулфосолната парагенеза (основен носител на Au) – при 255–175 °С, главно в диапазона 220–200 °С. Късната карбонатна парагенеза се отлага в интервала 290–90 °С, с максимална честота 200–180 °С.

Плющев (1994) прави обобщение за околорудните метасоматични изменения в Източните Родо-

пи и ги свързва с отделните минерални парагенези на орудяването.

Пропилитовата асоциация е представена от епидот, хлорит, zeолити, карбонат, спекуларит и левкоксен. В геохимично отношение зоната се характеризира с изнасяне на Pb, Ag, Zn, La, As, Au, Co, Y, Be, Yb, Cr, Ba и натрупване на Mo, Sn, Mn, V, Cu, Ti, Ni.

Аргилзитовата асоциация е играна от кварц, глинести минерали, хидрослюди, светли слюди, карбонат и понякога барит. Тя се развива като ивици около оста на почти всички известни рудоносни разломи. Отделят се два типа процеси, водещи до аргилизация на скалите. Метасоматитите от първия етап са продукти на хидротермални разтвори с плавно и закономерно повишаваща се киселинност. Това става при попадане на субнеутралните (предизвикващи пропилитизация) разтвори в нови (регресивни) P–T условия, например в силно проницаеми зони. Другите аргилзити се образуват над зоната на кипене на хидротермите, където от флуида се отделят водни пари с CO₂ и редица други газове. Те асоциират с „кварцови шапки“.

Березитова асоциация. Тя включва хлорит, серицит, карбонат и кварц. Няма широко разпространение и е представена главно в Маджаровското и Звездел-Пчелоядското рудно поле. Обикновено се появяват в райони с базичен или среднобазичен субстракт или към контактите на пропилитовите и аргилзитовите зони. В Попското рудно поле и в нах. Света Марина са описани и лиственити.

Аргилзитовата и березитовата зона се характеризират с интензивно концентриране на рудни елементи. В березитите се натрупват Be, Ag, Au, La, Y, Cu, Ti, Mo, Pb, Yb, Sn, As, Co, а в аргилзитите – Au, Cu, Pb, Ag, Zn, As, Mo, Cr, Ni, Mn, Ba. Това показва, че рудните елементи, изнесени от пропилитите, се натрупват в тези две зони. Геохимичните данни потвърждават предположението, че с тях е свързано отлагането на рудните минерали от кварц-сулфидния стадий.

Адуларова асоциация. Към нея се отнасят късният кварц, адуларът, халцедонът и карбонатите. Зоната на развитие на адуларитите обикновено се наблюдава в горната част на аргилзитовия ореол. Образоването на тази асоциация маркира зоната на кипене на хидротермите с отделяне на значителна част от разтворените в тях газове (H₂S, CO₂, NH₃ и др.) и водни пари. Процесът протича в приповърхностни условия (0,5–1,5 km от повър-

хността) и при по-нисък температурен градиент в сравнение с останалите зони.

Зоната на адуларизация се характеризира с интензивно концентриране на Cu, Mn, Zn, Pb, Ag, Au, As, Ti, Sn и изнасяне на La, Co, Cr. Геохимичната специализация позволява да се направи паралел между адуларизацията и образуването на рудните минерали от кварц-халцедон-сулфосолния стадий, протичащ при температура 240–160 °C.

Асоциация на късните жилни минерали. Включва последните генерации глинести минерали, хлорити, карбонати и зеолити.

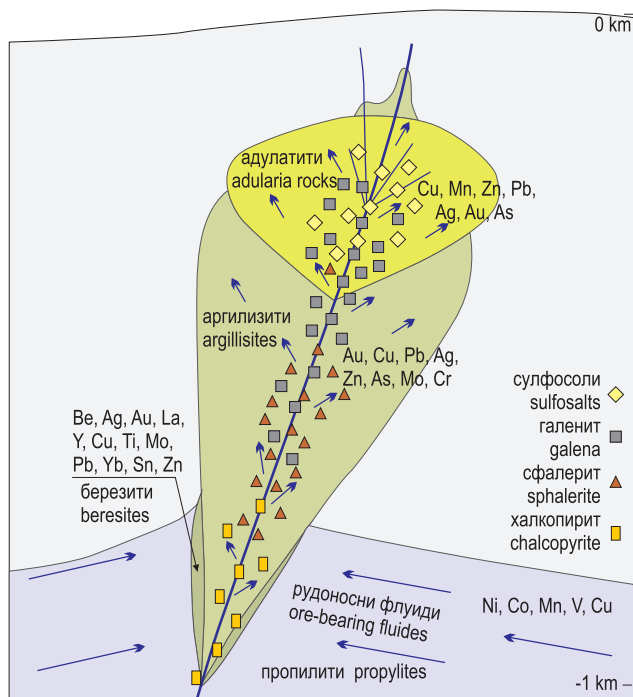
Плющев (1994) приема, че продуктивната хидротермална система се заражда в зоните на повишена проницаемост, свързани с регионалните разломни и навлачни структури. Флуидът в тези зони се образува от погребани разтвори, ювенилни еманации и вадозни води. Аномалният термален поток от магмените огнища предизвиква повишено пластово налягане и конвективно движение на разтворите. В хода на това движение те пропилитизират вместващите скали и изнасят от тях рудните елементи. Попадайки в зоните на аномална проницаемост (разломни зони), в резултат от спада на налягането и температурата разтворите стават слабокисели. Издигайки се по проводника към

повърхността и разпространявайки се встрани от него, те отлагат сулфидната минерализация в отворените пукнатини и аргилизират вместващите скали (фиг. 95). При по-нататъшното понижаване на температурата и налягането започват кипене и дегазация на хидротермалния разтвор с разделенето му на кисела паро-газова фаза и остатъчен слабоалкален силноминерализиран разтвор. От този разтвор се отлагат рудни минерали от сулфосолния стадий и се образуват адуларити. Отделената се част предизвиква сулфатарна аргилизация на горележащите скали, най-вече в силнопроницаемите хоризонти, а изливайки на повърхността, образува „кварцови шапки“. Плющев (1994) отбелязва, че изложеният модел много добре съвпада с хипотезата на Бончев, Г. (1925, с. 92) за образуване на родопските находища.

Dimitrov et al. (1996) доразвиват някои аспекти на този модел. Според тях навлачните зони (разломи на отделяне), които обикновено са около 1 km дебели, осигуряват вливане на метеорни води в хидротермалната система. Интрузиите (магмените камери) и техните хидротермални полета причиняват конвективно движение на флуида. Разломите, тектонските зони и проницаемите нива действат като канал (проводник) за движението на хидротермалните разтвори. Формата на каналите предопределя и морфологията на рудните тела – запълващи пукнатини рудни жили в стръмните разломи и субхоризонтални рудни тела във високопроницаемите хоризонти. Зоналността на рудните минерализации, от друга страна, се определя от полето на термоградиента. Тази зоналност отдолу нагоре е следната: Cu-Мо → Cu-Au-полиметална → Au-пирит-сулфосолна със Au и Ag минерализации.

Моделът, разбира се, е обоснован и правдоподобен. Трудно обаче може да се приеме, че целият обем от металите на Au-Pb-Zn орудяване е извлечен от зоните на пропилитизация. Площта и дълбочината на формиране на тази асоциация (според самия Плющев дълбочина 1,5–3 km) не дават достатъчно голям обем за извличане на такова огромно количество метали.

Изобщо „коренът на системата“ по Плющев (1994) е много плитък. Дълбочината на периферните магмени камери вероятно е 5–6 до 10–12 km (Маврудчиев, 1992). Част от рудното вещество (Pb, Zn) навярно е заграбено от магмата на още по-голяма дълбочина.



Фиг. 95. Модел на образуване на жилна Au-Pb-Zn минерализация (по Плющев, 1994)

Fig. 95. Model formation of vein Au-Pb-Zn mineralization (according to Плющев, 1994)

6.2. Геолого-генетичен модел на орудявания, свързани със средни по състав периферни магмени камери в Източнородопския руден район

Оделят се два различни типа геолого-генетични модели. Единият са магмените камери със среден състав, разположени в дълбочина на пониженията. Другите се предполага, че също са със среден състав, но са локализиращи в метаморфните ядрени комплекси. И при двата типа полиметалните орудявания доминират, но те имат и някои специфични особености.

6.2.1. Орудявания, свързани със средни по състав периферни магмени камери в района на Източнородопското комплексно понижение

При тези магмени камери отделните фази на вулканизма еволюират от среден към кисел състав. Такива са Дамбалската и Маджаровската магматична група, съответно в Момчилградското и Златоустовското понижение. Вероятно резултат от еволюцията на една средна по състав магмена камера са и Сърнишката и Чамдеренската магматична група в Североизточнородопското понижение.

Тези магмени камери имат най-пъстра металогенна специализация. Продуктивни са и различни фази на магмената им еволюция.

Първоначално се образуват *златни хидротермални орудявания тип Ада тепе*. Те предхождат активните вулкански изяви на повърхността и вероятно са образувани по време на отлагането на най-горните части на Крумовградската група до отлагането на въгленосно-песъчливата задруга (приабон). Разбира се, процесът най-вероятно не е едноактен.

Рудните тела са отложени в палеоценските седименти (Крумовградска група) или в долните части на приабонските седименти (фиг. 96 А). Над тях, но в постилащите вулканизма приабонски седименти (Крумовградска група и въгленосно-песъчлива задруга) са установени пластообразни монокварцови тела тип “sinter” или гейзерити (Казълова-Станкова, 2010). За тях се предполага, че са надрудни или горнорудни по отношение на този тип минерализации. Те се образуват непосредствено над епитермалните адулар-серицитов тип находища (Heald et al., 1987).

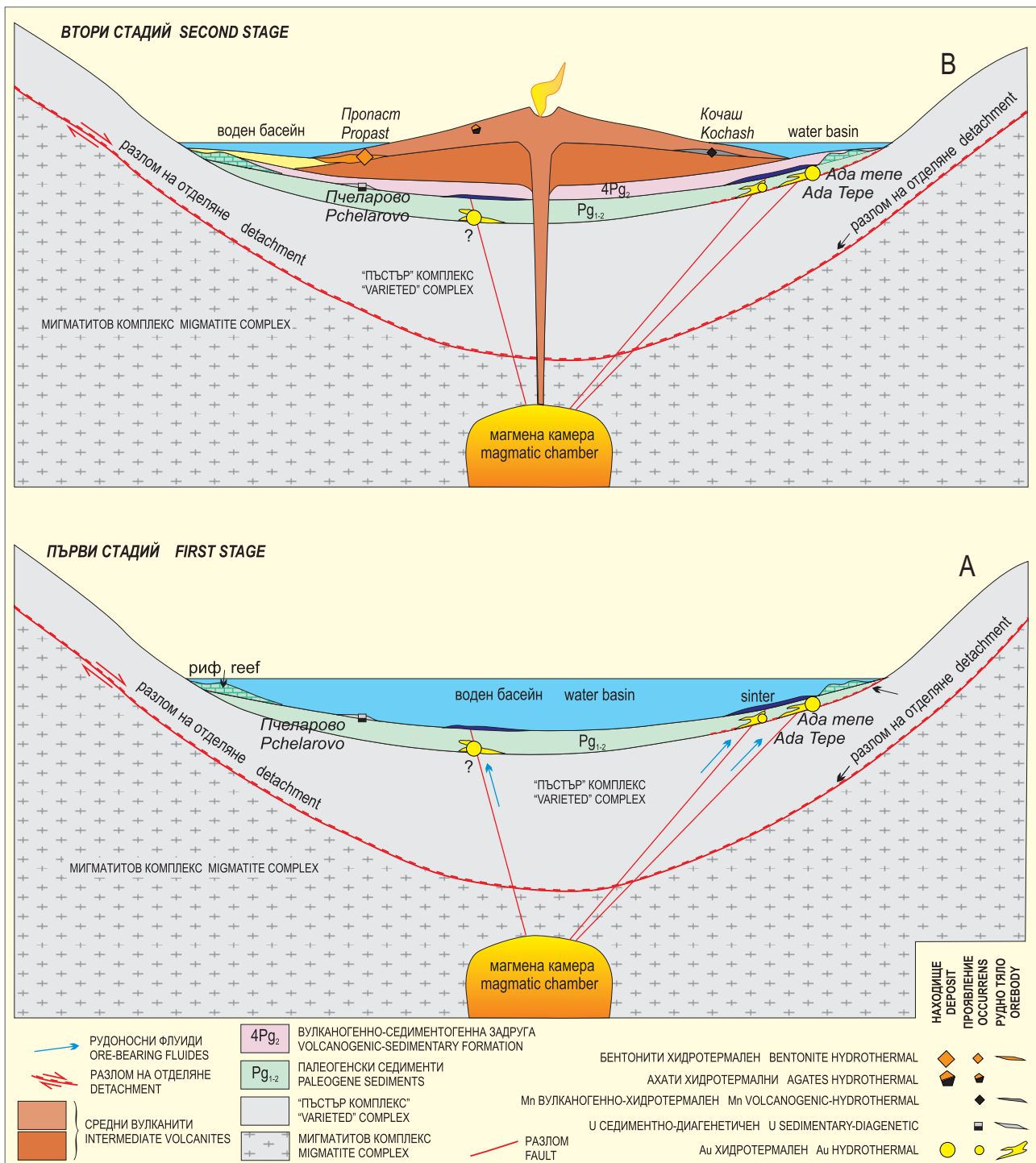
По Ar/Ar датировка на адулар от находищата Хан Крум (уч. Ада тепе) и Розино се определят възраст съответно 35 Ма и 36–36,5 Ма (Marchev et al., 2003). Тези стойности са малко по-стари от най-долните лавови потоци на Ирантепенския вулкан (34,6–32,7 Ма; Kibarov et al., 2007; Marchev et al., 2010; Marton et al., 2010) или с най-ранните вулкански изяви в Момчилградското понижение. Орудяванията по югоизточния борд на Момчилградското понижение (Крумовградско рудно поле) гравитират около Ирантепенския вулкан (Сърница, Скалак, Ада тепе, Подрумче, Сбор и др.). Хидротермалните разтвори, отложили златните орудявания в Крумовградското рудно поле, вероятно са първоначална изява на периферната магмена камера. Те предхождат изливането на вулканските продукти на повърхността, но са свързани парагенетично с тях и имат общ корен в дълбочина – периферната магмена камера (Georgiev, 2003).

Тези орудявания са представени най-обилно в югоизточната периферия на Момчилградското понижение – Крумовградско рудно поле (находище Хан Крум). Съществени изяви имат и в Белоречкия грабен (нах. Розино) и в Маджаровското стъпало (Горноселци).

Приблизително по това време сред седиментите на въгленосно-песъчливата задруга се образуват *уранови седиментно-диагенетични проявления, уран-въглищно-глинест тип* (фиг. 96 А). Те не са свързани с магматизма.

С ранните средни по състав фази на вулканизма се образуват *манганови (пиролузитови) вулканоогенно-хидротермални (Кочаи), бентонитови (Пропасть) и ахатови хидротермални находища и проявления* (фиг. 96 В). Промислено значение имат само находищата на бентонити от Кърджалийското поле. Те са локализиращи сред пирокластитите на Белипласткия риодацитов и Рабовския латитов комплекс. Предполага се генетична връзка с Рабовския латитов комплекс (Атанасов, Горанов, 1988).

Комагматичните монзонитоидни плутони, внедрени в най-големите средни по състав вулкански постройки, продуцират образуването на вторични кварцити (Velinov et al., 1990, 2007; Velinov, Nokov, 1991; Кунов и др., 1997). Сред тях се формират и *вулканоогенни находища на алузит* (Сърница).



Фиг. 96 А, В. Генетичен модел на орудяванията, асоцииращи със средна магмена камера – I и II стадий
 Fig. 96A, B. Genetic model of the ores associated with intermediate magmatic chamber – I and II stage

В Спахиевското рудно поле, в монцитонидния плутон и неговата непосредствена рамка са локализирани **Си-Мо хидротермални проявление** от шокверков тип (Рамаданска чука; фиг. 96 С). Тази минерализация е генетично свързана с конкретния Сърнишки монцитониден плутон и асоциира с площните хидротермално-метасома-

тични изменения – различните фазиеси на вторичните кварцити, както и периферните им кварцсерицитови и пропилитови (I) метасоматити (виж гл. 4.1.1.2.1). Жилните златно-полиметални орудявания са наложени по-късно като самостоятелен минералообразователен етап. Те са генетично свързани с магменото огнище в дълбочина, а не

с интрузията или конкретните вулкански скали (Georgiev, 1993). Околожилните хидротермално-метасоматични изменения (аргилизити и адулар-серицитови метасоматити) са характерни за тези по-късни златно-полиметални рудни тела.

С късните кисели фази се образуват **магматични проявления на перлити** (фиг. 96 D). Съществени находища на перлити с киселите фази на този тип магматизъм обаче не се образуват. Всъщност единственото проявление е Свети Илия сред Светиилийския трахириодацитов комплекс в Светиилийския вулкан.

Известни са и няколко индикации на перлити в Боровишката калдера, свързани с екструзиви на Паничковския трахириолитов комплекс. С киселите фази на този магматизъм не се образуват и находища на зеолитити, с изключение на някои индикации (Равен).

Основните промишлени орудявания са резултат от постмагматичната хидротермална дейност – **Pb-Zn и Au-Pb-Zn±Sb хидротермални находища и проявления** (фиг. 96 E).

В Източнородопското комплексно понижение основните рудни полета са локализиращи в най-големите средни по състав вулкано-плутонични постройките в съответните понижения (Георгиев, 2004, 2007б). В Североизточнородопското понижение, в Драгойновския вулкан е локализирано Спахиевското рудно поле. В Момчилградското понижение, сред Звезделския вулкан е разположено Звездел-Пчелоядското рудно поле. В Златоустовското понижение, в пределите на Маджаровския вулкан е формирано Маджаровското рудно поле. Единствено Лозенското рудно поле е изключение и е локализирано в Лозенския кисел вулкан. За него обаче терминът „рудно поле“ е пресилен – проучените запаси не са големи, те са извънбаланси и добив не е провеждан.

Рудните тела главно от жилинен тип са локализиращи предимно сред вулканските скали. Само най-долните им части преминават в постилащите ги палеогенски седиментни скали или в метаморфния фундамент.

Рудните тела са предимно от жилинен или жилкововпръснат тип. В Маджаровското рудно поле те са главно радиални по отношение на вместиращия ги Маджаровски вулкан. В Спахиевското и Звездел-Пчелоядското рудно поле те са локализиращи предимно в разломни снопове, съответно с ИСИ или ЗСЗ посока. Когато рудовместиращите разломи пресичат варовици или мрамори, в постилащите

вулканизма седименти и метаморфити се образуват пластообразни хидротермално-метасоматични рудни тела (без скарни).

Наблюдава се куполна зоналност в разпределението на минералните парагенези. По-ранните и по-високотемпературните минерализации се разполагат във вътрешните части на вулканите, респективно на рудните полета, а по-късните и по-нискотемпературни парагенези – в периферните и апикалните части.

Поради това във вътрешните части се установяват Pb-Zn, а в по-високите и периферните части – Au-полиметални рудни тела.

За този тип орудяване са характерни описаните малко по-горе обобщени от Плюшев околорудни (околожилни) метасоматити: пропицити (II), ±березити, аргилизити (отвън навътре) и в горните части – кварц-адуларови скали.

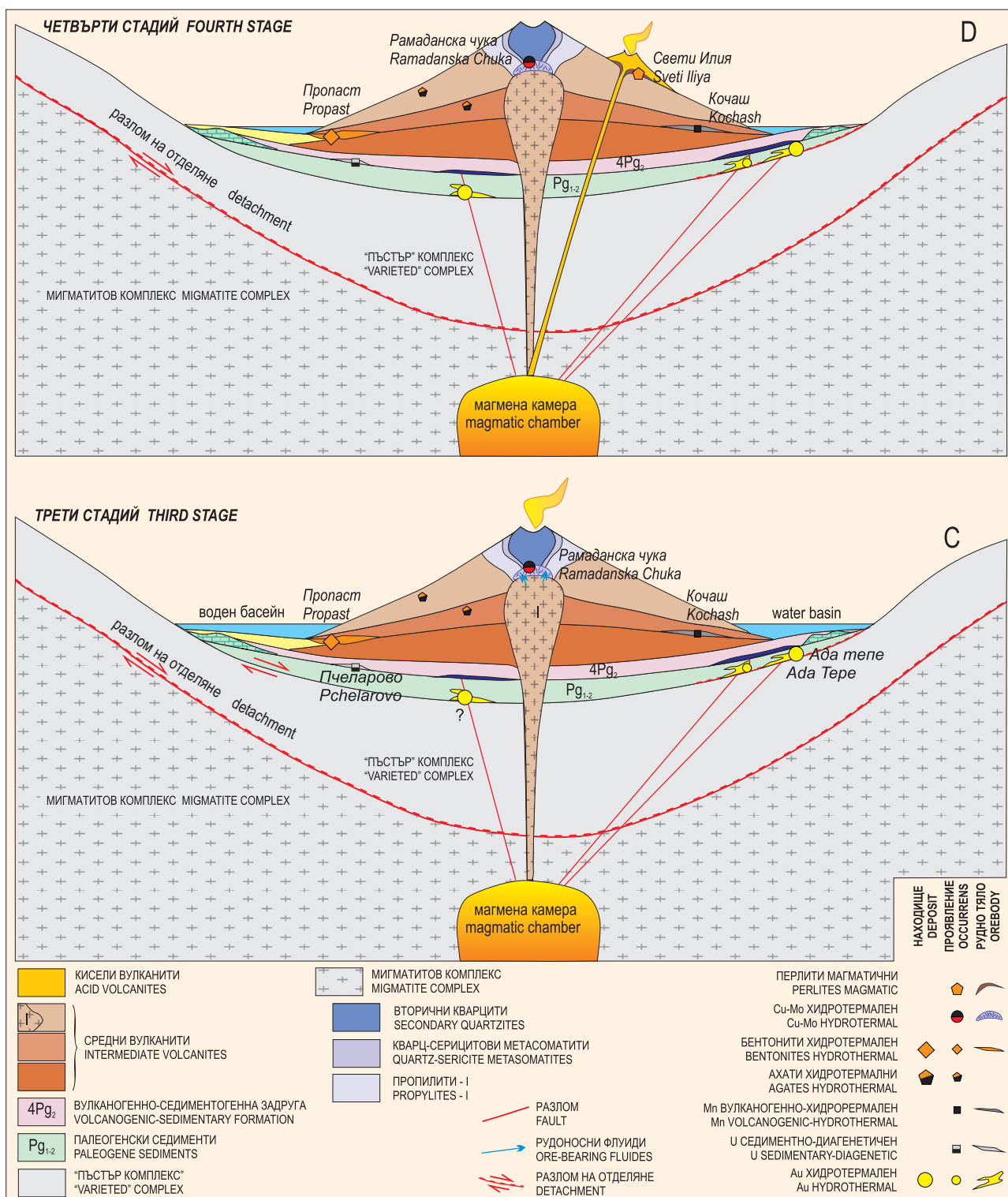
Отделните рудни полета показват известна специфика, която може да се обясни с различията в състава на магматизма от отделните магматични групи, съответно периферните магмени камери.

Средните магматични комплекси в Североизточнородопското и Златоустовското понижение (вместващи Спахиевското и Маджаровското рудно поле) се характеризират с високи съдържания на K_2O и K_2O+Na_2O и се отнасят към шошонитовата и висококалиевата субалкална серия. Путочарската средна магматична подгрупа в Момчилградското понижение (вместваща Звездел-Пчелоядското рудно поле) се характеризира с по-ниски съдържания на K_2O и K_2O+Na_2O и е главно от висококалиевата калциево-алкална серия.

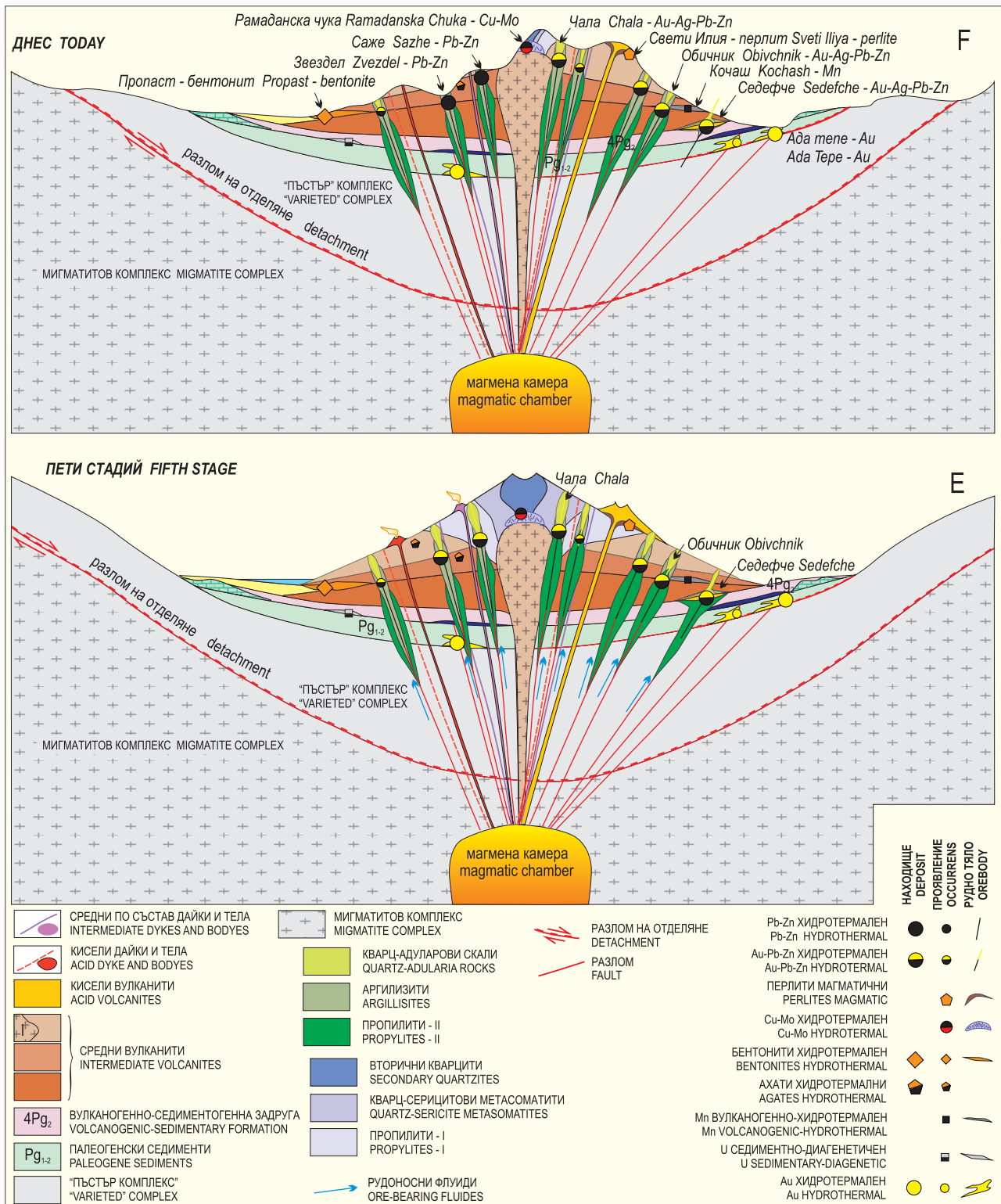
Тези различия явно намират отражение и в металогенната им специализация. Спахиевското и Маджаровското рудно поле, асоцииращи със средни по състав магматични групи с повишена алкалност, се характеризират с широко разпространение на вторични кварцити, с които идват находища на алунити, както и наличие на Cu-Мо минерализация. Такива минерализации не са установени в Звездел-Пчелоядското рудно поле.

От друга страна, вероятно различията в магматизма от Дамбалската група (с понижена алкалност) в Момчилградското понижение са причина за много по-същественото присъствие на златно-полиметалните орудявания тип Ада тепе в това понижение.

Находищата на бентонити и ахати са типични за средните по състав вулкански скали главно от Дамбалската група и най-вече на Рабовския ла-



Фиг. 96 C, D. Генетичен модел на орудаванията, асоцииращи със средна магмена камера – III и IV стадий
 Fig. 96 C, D. Genetic model of the ores associated with intermediate magmatic chamber – III and IV stage



Фиг. 96 Е, F. Генетичен модел на орудяванията, асоцииращи със средна магмена камера – V стадий и днес
 Fig. 96 E, F. Genetic model of the ores associated with intermediate magmatic chamber – V stage and today

титов комплекс. Това вероятно пак се дължи на спецификата на магматизма от тази магматична група.

6.2.2. Орудявания, свързани със средни по състав периферни магмени камери в района на Източнородопския комплексен купол

Типичен представител е Попското рудно поле. Основен промишлено-генетичен тип също са Au-Pb-Zn хидротермални орудявания, които са много близки до тези в Източнородопското комплексно понижение. В района на това рудно поле средна по състав интрузия е подсечена в дълбочина със сондажи (Маврудчиев, 1992). Установяват се и Pb-Zn и Au-Pb-Zn рудни тела. Също се наблюдава куполна зоналност в разпределението на минералните парагенези. В Черничевското рудно поле обаче по-изявено е представена и антимонова минерализация. Рудните тела са изключително жилни, но са локализирани в метаморфния фундамент.

Геолого-генетичният модел на орудяването е подобен на този в Източнородопското комплексно понижение, но палитрата е доста по-семпла.

Златното хидротермално находище Камилски дол може да се възприеме като аналог на златното хидротермално находище Ада тепе, само че локализирано в метаморфити.

В пределите на Източнородопския комплексен купол не са известни манганови, медно-молибденови и перлитовии проявления, но те нямат икономическо значение и за Източнородопското комплексно понижение.

6.3. Оловно-цинкови скарнови и хидротермални орудявания в Централнородопския руден район

Рудните тела са представени от жили, които са вместили в метаморфния фундамент. Когато рудовместващите разломи пресичат мрамори, обикновено се образуват и скарнови хидротермално-метасоматични рудни тела.

В еволюцията на хидротермалния процес в отделните рудни полета има известни различия. Наред с това съществуват много общи черти.

Околорудните изменения обикновено са тип березити, като в Маданското рудно поле се описват и лиственити.

Навсякъде хидротермалният процес започва с отлагане на скарни. Обикновено това е йохан-

сенит-родонитова парагенеза и само в Ардинското рудно поле тя е хеденбергит-диопсидова. След тях се отлага кварц-пиритова (Маданско, Давидковско, Лъкинско рудно поле) или спекуларит-магнетит-кварцова (Ардинско рудно поле) парагенеза. Следва основната продуктивна кварцгаленит-сфалеритова парагенеза (в Маданското, Ардинското и Лъкинското рудно поле и със самородно злато). След нея се отлага родохрозитова, а по-късно и кварц-арсенопирит-сулфосолна парагенеза (Маданско и Давидковско рудно поле). Навсякъде последни се отлагат калцит-манганокалцитова или калцитова парагенеза.

По Ar/Ar възрастови определения на мусковит от жилите и изменените вместилища скали орудяванията в Маданското рудно поле се датират на $\sim 30,4 \pm 0,5$ Ma, което е съизмеримо или са с $0,5-1,0$ Ma по-млади от игнимбритите в околните понижения и риолитовите дайки в района (Ovtcharova et al., 2003; обзор в Марчев, 2006). Възрастта на орудяванията в Лъкинското рудно поле се датира на $29,3 \pm 0,1$ Ma, която е с $2,5$ Ma по-млада от магматизма в Боровишката калдера – $31,8$ Ma (Singer, Marchev, 2000; обзор в Марчев, 2006).

Според Von Quadt et al. (2012) внедряване на недеформирани субвулкански риолитови дайки и екструзии, разкриващи се на повърхността на купола, се датира на около $33-30$ Ma. Хидротермалните орудявания се формират около $30,5$ Ma в южната част и около $29,3$ Ma в северната част на купола. Геохронологичните ограничения индикират, че формирането на Pb-Zn находища ($31-29$ Ma) е около 2 Ma по-младо от локалния риолитов магматизъм. Тези данни контрастират с орудяванията, свързани с магматизма в Източните Родопи, където полиметалните Cu-Au-Ag-Pb-Zn минерализации са едновъзрастни с късните фази на магмена активност (~ 32 Ma).

Тези данни дават основание да се предположи парагенетична връзка на късноекстензионния магматизъм (субвулкански тела) и орудяването, а именно, че те са резултат от еволюцията на единна магмена камера в дълбочина. Като се има предвид, че в Източните Родопи полиметалните орудявания парагенетично са свързани със средни по състав магмени камери, може да се предположи същото и за Централнородопските орудявания, независимо че на съвременния ерозионен срез те асоциират предимно с кисели субвулкански дайки и тела.

6.4. Сравнение на оловно-цинковите орудявания от Централнородопския и златно-полиметалните орудявания от Източнородопския руден район

Отличителна черта на орудяванията от Централнородопския руден район е наличието на скарни, развити по мраморните хоризонти, на които по-късно се налагат полиметални орудявания. В Източнородопския руден район, в мраморите и варовиците също се образуват хидротермално-метасоматични рудни тела, но тук не се установяват скарнови минерали.

За сметка на това в Източнородопския руден район обилно са представени вторичните кварцити (Спахиевско и Маджаровско рудно поле). Те предшестват полиметалното рудоотлагане и с тях асоциира Cu-Мо минерализация, макар и без съществено икономическо значение.

В полиметалните рудни полета от Централнородопския руден район вторични кварцити и Cu-Мо минерализации като самостоятелен етап не са установени.

Собствено околорудните изменения в Централнородопския руден район обикновено са березити, а в Маданското рудно поле – и лиственисти. За полиметалните рудни тела в Източнородопския руден район доминиращи са аргилизитите и пропицитите и само в някои полета в междинните части се установяват и березити. Около златно-полиметалните рудни тела за Източнородопския руден район са характерни адулар-серицитовите изменения.

И в двата района е представена обилно галенит-сфалеритовата парагенеза, която има основно или важно икономическо значение.

В Източнородопския руден район много широко разпространение имат и златните минерализации, отложени най-обилно с по-късната кварц-халцедон-сулфосолна или кварц-халцедон-пиритовата парагенеза.

В Централнородопския руден район златото също присъства, но с много по-ниски съдържания и обикновено се отлага с галенит-сфалеритовата парагенеза.

За финалните продукти в Източнородопския руден район често е характерна стибнитова минерализация, представена обилно в находище Черничево. В Централнородопския руден район такава минерализация не е описвана.

Съставът на флуидите, физикохимичните условия на рудоотлагане, изотопният състав и източниците на водата, сярата и оловото са най-добре изучени за Маданското и Маджаровското рудно поле (Бонев, И., 2002; Марчев, 2006; Rice et al., 2007, и др.), които приемаме за представителни съответно за Централнородопския и за Източнородопския руден район.

Състав на флуидите. Флуидите в Маданското и Маджаровското рудно поле се характеризират с близка и сравнително ниска общата соленост на разтворите – около 3–5% NaCl_{eq}. Техният състав е от типа NaCl–KCl–H₂O.

Физикохимични условия на рудоотлагане. В Централнородопския руден район минералоотлагането стартира с отлагането на скарновите минерализации в температурен диапазон 400–350 °C (Маданско рудно поле). За предрудните березити и аргилизити в нах. Лозен от Източнородопския руден район се определя температурен интервал 360–280 °C.

Кварц-пиритовата парагенеза в Централнородопския руден район се отлага при температурен интервал 370–300 °C (Маданско и Лъкинско рудно поле), а в Източнородопския руден район – при 350–300 °C (Лозенско рудно поле).

Галенит-сфалеритовата парагенеза в Централнородопския руден район се отлага при температура 350–240 °C (Маданско, Давидковско, Лъкинско рудно поле), а в Източнородопския руден район – при 320–230 °C (Попско, Лозенско, Звездел-Пчелоядско рудно поле).

Късните карбонатни парагенези в Централнородопския руден район се отлагат при температура 280–80 °C (Маданско рудно поле), а в Източнородопския руден район – при 290–90 °C (Звездел, Лозен).

Хидротермалният процес в Централнородопския руден район стартира при по-висока с около 40 °C температура, в резултат на което се образуват и скарновите минерализации. В Източнородопския руден район скарнови минерализации не са известни.

Вероятно по-високотемпературните условия на рудоотлагане са причина за доминиране на березитовия тип околорудни изменения в Централнородопския руден район, а по-нискотемпературният диапазон на рудоотлагане в Източно-

родопския руден район – за преимуществено аргилизитов тип околорудни изменения. Березитите се формират при по-високотемпературни условия (Zharikov et al., 2007).

Отлагането на продуктивните парагенези в Централнородопския руден район също започва при около 30 °C по-високи температури. Близки са температурните интервали на отлагане единствено при късните карбонатни парагенези. Тези особености вероятно се дължат на по-голямата дълбочина на отлагане на орудяването в Централнородопския руден район.

Вертикалният интервал на отлагане на орудяването в Централнородопския руден район е значително по-голям. В Маданското рудно поле той е поне 1650 m, а като се вземе предвид и ерозионният срез, вероятно надхвърля 2000 m (Кольковски, Манев, 1988). За Източнородопския руден район най-голям вертикален диапазон е установен в Маджаровското рудно поле – до около 1000 m.

Изотопен състав и източници на водата. Използвайки данните за $\delta^{18}\text{O}$ и δD на флуидите за полиметалните орудявания в Централнородопския руден район и Au-полиметалните орудявания в Източнородопския руден район, се стига до извода, че едните и другите имат предимно метеорен произход на водата.

За по-ранните високосулфидни изменения в Източните Родопи, с които асоциират Cu-Mo орудявания, се предполага предимно магмен произход на хидротермите (Rice et al., 2007), което е в съгласие с предлагания от автора модел (Georgiev, 1993, и доразвит тук).

Изотопен състав и източник на сярата. Изследванията върху изотопния състав на сулфидната сяра $\delta^{34}\text{S}$ и в двата района не дават еднозначен отговор за нейния произход. Наличните данни допускат възможността както за магмен източник на сулфидната сяра, така и от метаморфния фундамент. Всъщност предполага се, че сулфидната сяра идва от магменото огнище, но е асимилирана преди това от метаморфния фундамент.

За сулфатната сяра от алунита в Маджаровското рудно поле се предполага по-определено магмен източник (Rice et al., 2007). Това също е в съгласие с предлагания от автора модел.

Изотопен състав и източник на оловото. Данните от Pb изотопи на сулфидите от Централните

и Източните Родопи попадат в полето на „горната кора“ или на изотопните отношения на метаморфните скали на фундамента (Амов и др., 1985, 1993; Кольковски, Манев, 1988; Марчев, 2006). Логично е обяснението, че оловото в орудяването вероятно е извлечено от метаморфните скали. В Източните Родопи изотопните отношения на Pb в орудяванията са много близки и с тези на вулканските скали (Марчев, 2006).

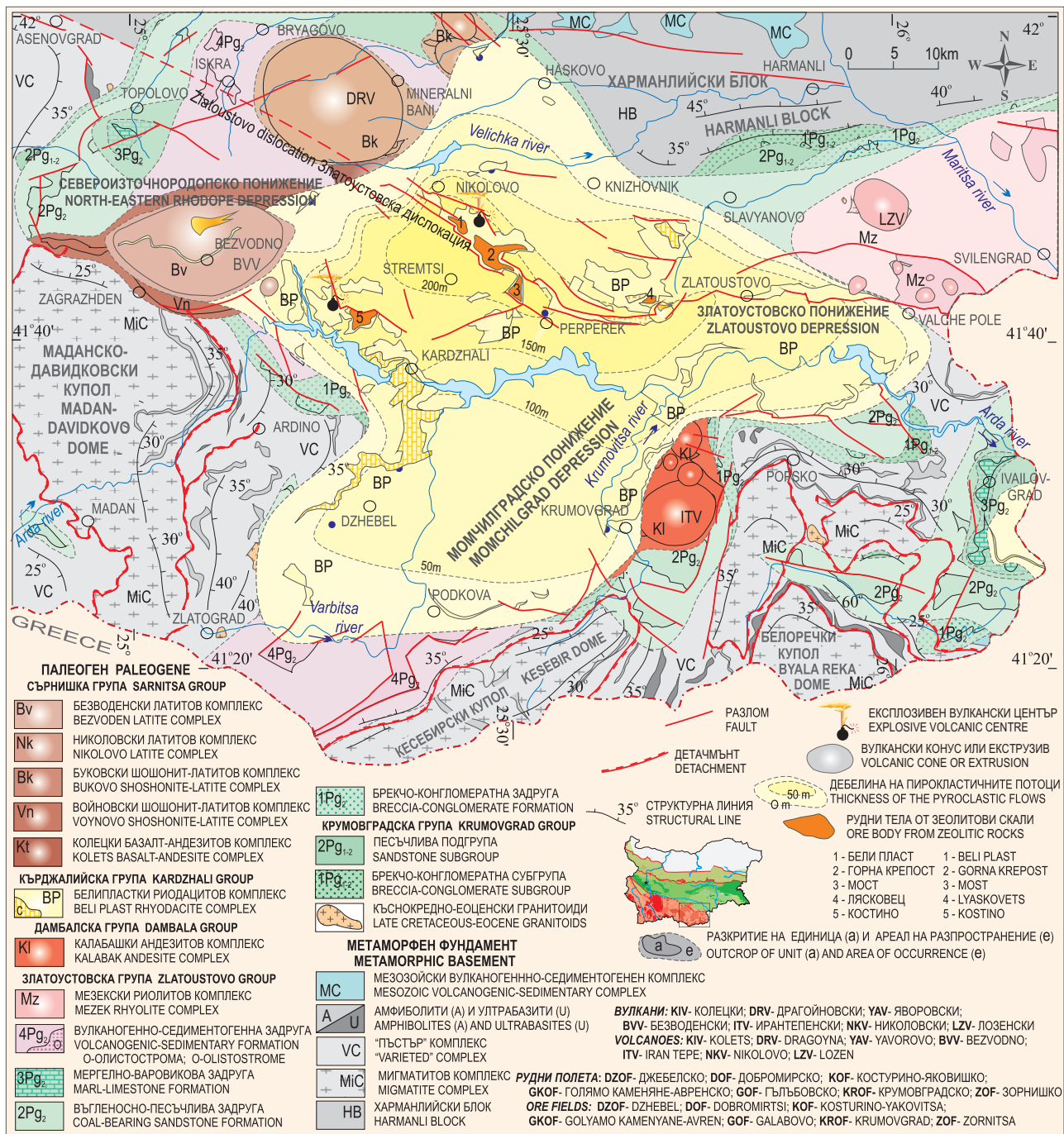
Общото припокриване с полето на метаморфните скали обаче предполага също коров произход, макар и евентуално недириктен. Sr изотопни данни подкрепят подобна интерпретация.

За оловото на практика е доказано, че има коров произход и е логично по-засиленото му присъствие в Централните Родопи, където и в магматизма има повишен коров компонент. Златото вероятно има мантиен произход (Hedenquist, Lowenstern, 1994) и са обясними повишените му съдържания в Източните Родопи, където земната кора е най-тънка и присъствието на коров компонент в магматизма е по-ограничено.

Набелязва се тенденция към нарастване съдържанията на Cu и Au и намаляване значението на Pb, Zn и Ag от централнородопските към източнородопските полиметални орудявания, което корелира с изтъняването на земната кора (Mavrudchiev et al., 1996; Georgiev, 2004; Марчев, 2006). „Посредник“ в тази корелация е магматизмът. Стронциевите и оловните изотопни състави на магмените скали отразяват нарастването на количеството на коровия компонент от Източните към Централните Родопи, което заедно с нарастването на пропорциите на киселите скали съвпада с нарастването на дебелината на земната кора (Marchev et al., 1989; Марчев, 2006).

6.5. Геолого-генетичен модел на орудявания, свързани с кисели периферни магмени камери в Източнородопския руден район

Типичен представител е Кърджалийската кисела магматична група в Кърджалийския блок. Тази периферна магмена камера е продуцирала огромен обем вулкански скали. Другата кисела магмена група – Златоустовската, има по-ограничени изяви и няма значителни металогенни прояви. Чамдеренската група, макар и представена много обилно, вероятно обединява финалните кисели фази на средна по състав магмена камера.



Фиг. 97. Схема на рудните тела от зеолитови скали и дебелината на пирокластичните потоци от Белипласткия риодацитов комплекс
Fig. 97. Sketch of the ore bodies from zeolitic rocks and thickness of the pyroclastic flows from the Beli Plast rhyodacite complex

Хидротермални находища на зеолитови скали

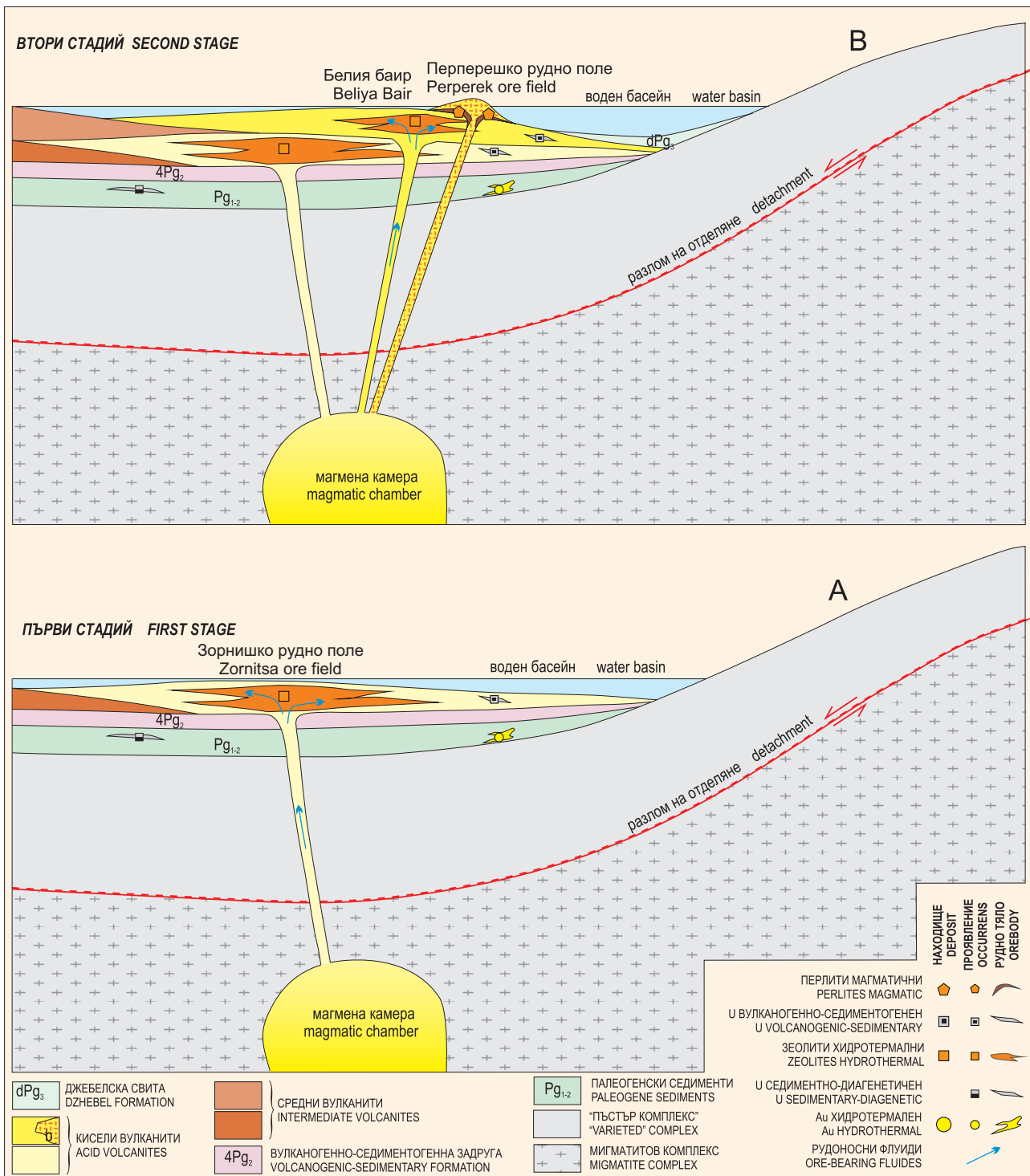
Сред Белипласткия риодацитов комплекс са локализиран най-големите находища на клиноптилолитови скали (Бели пласт, Горна крепост и Мост) и единственото находище на морденитови скали (Лясковец). С този комплекс асоциират и аналцимови проявления. Всички тези находища и

проявления са локализиран в района на и около Златоустовската дислокация (фиг. 97, 99 А), която е и основен магмопроводящ канал за изливането на пирокластитите от този комплекс. В централните части на дислокацията са локализиран Лясковецкият вулкан и Голямата дайка от Белипласткия комплекс. Тук се намира и морденитовото находище Лясковец.



Фиг. 98. Схема на рудните тела от зеолитови скали и дебелината на пирокластичните потоци от Перперешкия трахирриодатитов комплекс

Fig. 98. Sketch of the ore bodies from zeolitic rocks and thickness of the pyroclastic flows from the Perperek trachyrhyolite complex

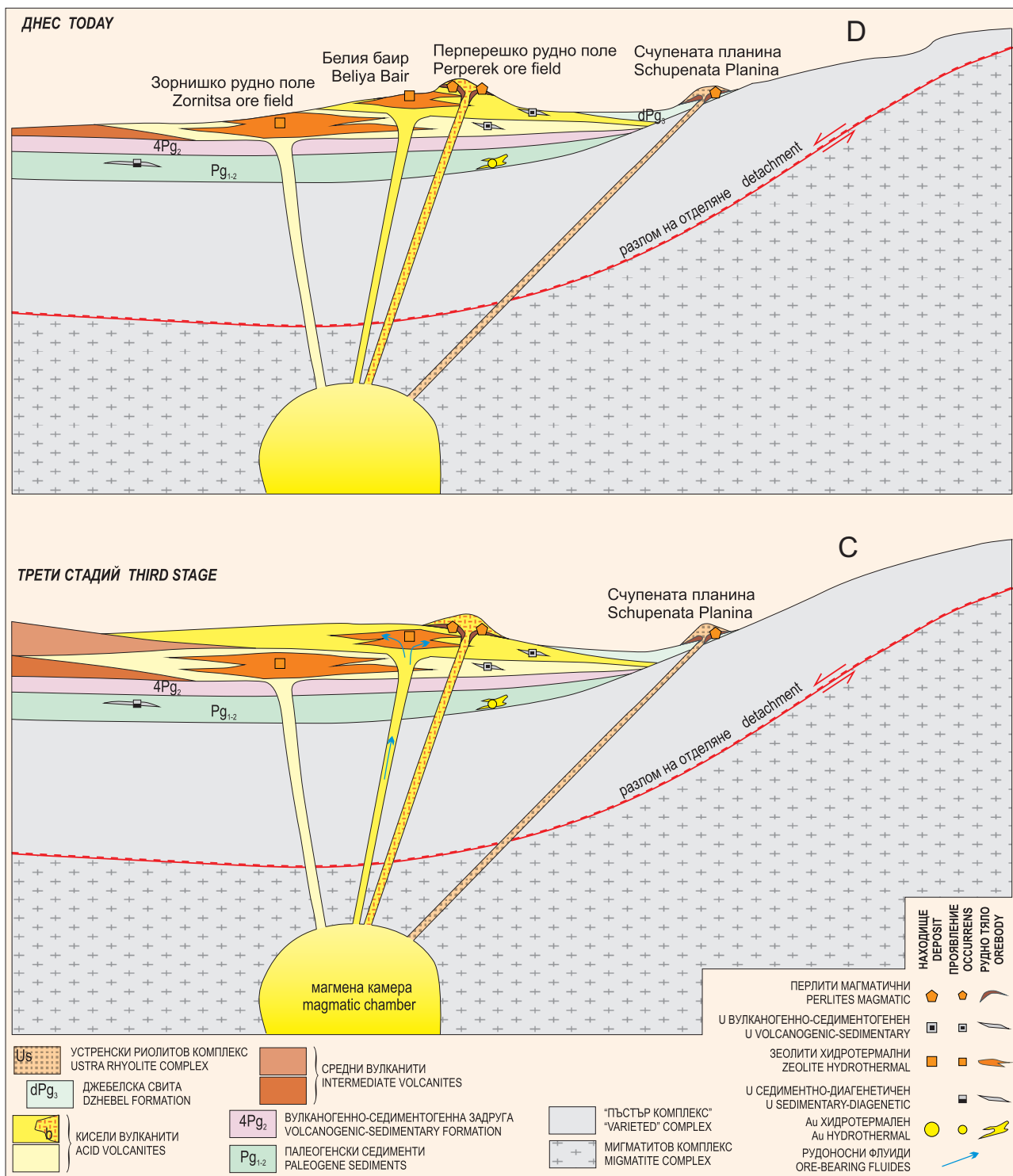


Фиг. 99 А, В. Генетичен модел на орудяванията, асоцииращи с кисела магмена камера – I и II стадий
Fig. 99 A, B. Genetic model of the ores associated with acid magmatic chamber – I and II stage

По СЗ част на Златоустовската дислокация е формиран Зорнишкият грабен. Тук е най-големият експлозивен център на Белипласткия комплекс. Дебелината на пирокластичните потоци в района на дислокацията (в грабена) достига до 200 и повече метри, като встрани от нея постепенно намалява (фиг. 97, 99А). Тук са локализирани и най-

големите находища на зеолитови скали – Бели пласт, Горна крепост и Мост, чиито общи запаси надхвърлят 2 млрд. тона.

Всички находища, локализирани в пирокластитите на Белипласткия комплекс (Бели пласт, Горна крепост, Мост, Лясковец и Голобрадово), са концентрирани в районите с обща дебелина на



Фиг. 99 C, D. Генетичен модел на орудяванията, асоцииращи с кисела магмена камера – III стадий и днес
 Fig. 99 C, D. Genetic model of the ores associated with acid magmatic chamber – III stage and today

пирокластитите около и над 150 m. Клиноптилолитови зеолитити на практика се установяват в целия интервал на разпространение на пирокластитите от Белипласткия комплекс. С отдалечаване от основната проводяща структура (Златоустовската дислокация) и с намаляване дебелината на

вместващите ги пирокластити намаляват и съдържанията на зеолитите, както и размерите на минерализираните тела.

Ролята на Златоустовската дислокация при зеолитизацията на пирокластитите от Белипласткия комплекс е двустранна. Фактът, че е основен

магмопроводящ канал, предопределя най-голямата дебелина на пирокластитите около нея. Това е причина и за по-продължителното запазване на високия температурен потенциал в нейната непосредствена околност и реализиране на интензивна автометасоматоза в „геоавтоклава“. От друга страна, дислокацията е проводящ канал и за хидротермалните разтвори, способстващи зоелитизацията. Малко е вероятно хидротермалните разтвори да са играли роля само при отлагането на морденита. Трудно е обаче да се оцени относителната степен на приноса на двата процеса за образуването на находищата на зоелитити.

Изливането на продуктите на Перперешкия комплекс е следващата фаза от развитието на магматизма от Кърджалийската група. Магмените канали се изместват на юг. Основна магмопроводяща структура е ИСИ Асарска разломна зона, по която са локализиращи няколко екструзива от този комплекс. Главният експлозивен център на този комплекс вероятно е в района на Перперешкия вулкан, където и дебелината на пирокластитите е най-голяма (фиг. 98, 99 В).

По Златоустовската и Кърджалийската дислокация се осъществява пропадане на южния блок. В резултат се получава една дъга като вал около Момчилградското понижение, където дебелината на пирокластитите от Перперешкия комплекс е най-голяма – около и над 200 m.

И тук находищата на клиноптилолитови зоелитити Белия баир и Железни врата са локализиращи в района на магмения канал сред пирокластитите с най-голяма дебелина. Механизмът на образуване вероятно е сходен – съчетание на автометасоматоза и хидротермални разтвори.

Продуктивни на промишлени зоелитови минерализации са само пирокластитите на Кърджалийската магматична група – Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс. С другите кисели групи и подгрупи са известни само проявления и индикации.

Пирокластитите на Светиилийския и Равенския комплекс на Дамбалската група вметват

клиноптилолитови минерализации, но промишлени натрупвания в тях не се установяват. Тези индикации са локализиращи в пределите на Нановишката калдера.

Киселите пирокластити на Чамдеренската магматична група изпълват главно Боровишката калдера в Североизточнородопското понижение. Въпреки огромното количество пирокластичен материал те са стерилни по отношение на зоелитови минерализации.

Около източната част на Златоустовската дислокация, сред пирокластитите на Мезекския комплекс са внедрени няколко екструзии и дайки от същия комплекс. В този район са известни клиноптилолитови и мордернитови индикации, но без съществено икономическо значение.

С киселите пирокластити на Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс асоциират и **уранови вулканогенно-седиментогенни проявления (U-Fe-фосфатен тип)**. Тези орудявания са дистанциращи от зоелититите (Драгоманов и др., 1994ф).

Магматични находища на перлити

Характерни са изключително за Източните Родопи. Образуват разнообразни тела по контактите на ефузивните разновидности на киселите вулкански скали – главно екструзии, по-рядко лавови потоци, дайки и силове.

Промишлени натрупвания на перлити са установени само в скалите на Кърджалийската кисела група – Перперешки трахириолитов и Устренски риолитов комплекс (фиг. 99 С, D). С другите магматични комплекси се установяват само проявления и индикации.

Всъщност находищата на зоелитити и на перлити в целите Източни Родопи са свързани генетично само с вулканитите на Кърджалийската магматична група – това е нейна металогенна специализация. С някои от останалите кисели комплекси и групи са известни подобни индикации и проявления, но те не формират находища.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Металогенният облик на Моравско-Родопската металогенна зона се оформя през късноалпийската епоха, когато се образуват почти всички промишлени натрупвания на метални и неметални полезни изкопаеми. Моравско-Родопската зона през палеогена е арена на постколизийна екстензия. Формирането на ядрените комплекси, внедряването на гранитоидните плутони, образуването на пониженията, проявите на късноекстензионен магматизъм и орудяването са непрекъснат взаимосвързан процес. При това орудявания се формират на различни етапи от него.

С процесите на метаморфизъм са свързани метаморфни находища и проявления на азбест, талк, магнезит, кианит и графит.

С ранноекстензионните гранитоидни плутони асоциират W, Mo, U, Fe, Pb-Zn, Au и на флуорит хидротермални и скарнови орудявания, както и пегматоидни находища и проявления на мусковит, фелдшпат и ювелирен кварц.

С късноекстензионния магматизъм са свързани хидротермални и скарнови Pb-Zn, хидротермални на Au, Au-Pb-Zn, Sb, U, флуорит, алуни, бентонит, зеолити, както и магматични на перлит и други находища и проявления. При това със средния по състав магматизъм са свързани главно метални, а с киселия – предимно неметални полезни изкопаеми.

2. В Моравско-Родопската металогенна зона се очертава отчетлива огледална надлъжна зоналност. Най-обилният гранитоиден магматизъм от ранния екстензионен етап и най-интензивните орудявания, свързани с него (предимно W-Mo), са локализиращи в участъка с най-дебела земна кора – Западнородопския комплексен купол. От двете страни на този район с намаляване на дебелината на земната кора пропорционално намаляват обемите на този магматизъм и свързаните с него орудявания.

С късния етап на екстензия се наблюдава обратна надлъжна огледална зоналност. Участъкът с най-дебела земна кора се характеризира със спорадични прояви на магматизъм от този етап и свързаните с него орудявания. Участъците със средно дебела земна кора (Осоговският и Централнородопският руден район) се характеризират със значителни прояви предимно на кисел магматизъм и доминиране на полиметални (Pb-Zn) орудявания. В най-периферния участък с най-тънка земна кора

(Източнородопския комплексен купол и Източнородопско комплексно понижение) този магматизъм е най-обилен и е със среден и кисел състав. Орудяванията са главно златно-полиметални и собствено златни. Аналог на Източнородопския руден район в СЗ част на Моравско-Родопската зона е Леценският руден район (Сърбия), за който са характерни също Au-Pb-Zn орудявания.

3. Палеогенският магматизъм в Източните Родопи е засебен в няколко ареала, които са резултат от еволюцията на отделни магмени камери. Те са плод на единна тектономагматична обстановка, но имат специфичен състав. Тези магмени камери имат сходна, но нееднаква и неедновременна еволюция. Поради това корелирането на продуктите на отделните магмени камери в единна схема е некоректно. По-целесъобразно е самостоятелно разчленяване на отделните магматични ареали, които са продукти на различни магмени камери.

В Североизточнородопското понижение са отделени две магматични групи. По-ранната, средна по състав Сърнишката магматична група е представена от Колецкия базалт-андезитов, Войновския шошонит-латитов, Буковския шошонит-латитов, Николовския латитов, Безводенския латитов и Драгойновския латитов комплекс. По-късната, кисела Чамдеренска магматична група е изградена от Боровишкия риолитов, Бряговския риолитов, Паничковския трахириолитов, Мургенския трахириолитов и Градищенския трахириодацитов комплекс.

В Момчилградското понижение се отделя Дамбалската магматична група. Тя е изградена от последователно формираните Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов комплекс (Путочарска средна по състав подгрупа), Светиилийски трахириодацитов, Момчилградски трахидацитов, Равенски риолитов комплекс (Здравецка кисела подгрупа).

В Златоустовското понижение се отделя Маджаровската група с Кочашкия шошонитов, Главанашкия латитов, Габеровския трахидацитов и Арденския дайков комплекс. В източния фланг на Златоустовското понижение се обособява Златоустовската кисела група, която включва Мезекския риолитов и Черногилския трахириодацитов комплекс.

Кърджалийският блок заема особено положение. Разположен между Момчилградското, Златоустовското и Североизточнородопското понижение, той е арена само на кисел вулканизъм.

В рамките на Кърджалийската група се отделят Белипласткийт риодацитов, Перперешкийт трахириолитов, Стоманскийт риолитов и Устренскийт риолитов комплекс.

Последните фази на магматизма са предствени от кисели и средни до базични субвулкански дайки и тела, локализирани в дайкови снопове предимно със ЗСЗ посока – Пчелояден дайков комплекс в Момчилградското понижение, Тримогилски дайков комплекс в Североизточнородопското понижение и Белоречка група (Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекс) в Белоречкия и Кесибирския купол.

Магмените групи имат засебен ареал на развие и са резултат от еволюцията на различни периферни магмени камери със среден и кисел състав.

4. Източнородопскийт руден район обединява площите с преимуществено разпространение на златни и златно-полиметални орудявания в Източните Родопи. Тези орудявания са генетично или парагенетично свързани с късноекстензионния магматизъм. Рудният район включва Източнородопското комплексно понижение и Източнородопския комплексен купол.

Металогенната специализация на Източнородопското комплексно понижение е пряко отражение на специфичния му вътрешен тектонски строеж. Североизточнородопското, Момчилградското и Златоустовското понижение имат сходна тектонска позиция, специфичен среден до кисел магматизъм и се характеризират с аналогична металогенна изява – доминиращи са златно-полиметалните орудявания. В тези понижения се обособяват съответно едноименни подрайони. Кърджалийскийт блок има съществено различен магматизъм – изключително с кисел състав. В резултат и металогенната му специализация е съвсем специфична. С него асоциират неметални полезни изкопаеми – зеолитити и перлити. Тук се обособява Кърджалийскийт подрайон на неметални суровини (индустриални минерали и скали).

В Източнородопския комплексен купол водещо значение имат също златно-полиметалните орудявания. Наред с това съществено разпространение намират докъсноалпийските хромови и железни орудявания, синметаморните азбестови, талкови и магнезитови минерализации, както и мусковитовите, фелдшпатовите и на ювелирен кварц пегматитови находища и проявления. Тук

се обособява Югоизточнородопскийт руден подрайон.

5. Централнородопскийт руден район асоциира с Централнородопския комплексен купол. Металогенният му облик се оформя от Pb-Zn находища без съществено наличие на злато в тях. Те са локализирани изключително в Маданско-Давидковския купол. В него се обособява и Маданско-Давидковскийт руден подрайон.

В северната част на Централнородопския комплексен купол, в района на с. Югово се установяват няколко гранитоидни тела от ранноекстензионния магмен етап. С тях асоциират волфрамови, волфрам-молибденови и уранови находища и проявления, обединени в Югово-Нареченскийт руден подрайон.

Тук е направен кратък преглед само на източната част на Централнородопския руден район.

6. В Източните Родопи, както и в целия Родопски масив са отделени докъсноалпийски металогенни епохи и късноалпийска металогенна епоха.

За докъсноалпийска металогенна епоха са характерни хромови магматични и хидротермални и железни метаморфни (джеспилити) находища.

В късноалпийската металогенна епоха се отделят три етапа – ранноекстензионен (K_2-Pg_2), късноекстензионен (Pg_{2-3}) и финален постмагматичен (Pg_3-Q).

За ранноекстензионния металогенен етап са характерни: азбест-талкови метаморфни; свързани с гранитоидните плутони пегматитови мусковитови, фелдшпатови и на ювелирен кварц; волфрамови, волфрам-молибденови и уранови хидротермални находища.

За късноекстензионния металогенен етап са типични: златни, златно-полиметални, уранови, бентонитови, зеолитови и алунитови хидротермални; перлитови магматични находища.

За олигоцен-кватернерния металогенен етап съществено икономическо значение имат урановите супергенни и инфилтрационни орудявания.

7. Наличните данни предполагат мантиен произход на изходните магми от втория етап на екстензия. В процеса на формиране и ексумация на ядрените комплекси между отделните куполи и по периферията на Родопския масив става изтъняване на долния пластичен слой и на земната кора като цяло. В тези участъци се осъществяват изди-

гане на горната мантия и проникване на мантийно вещество в земната кора.

В Източните Родопи продуктите на този магматизъм, преимуществено във вулкански фацес, са локализирани главно в пределите на Източно-родопското комплексно понижение. Това всъщност е районът с най-тънка земна кора в Родопите и близкото им обкръжение. Отделни неголеми кисели, средни и базични по състав субвулкански тела и дайки, както и монцонитоидни плутони са внедрени и в околните куполи (субвулкански до хипоабисален фацес).

Магматизмът от късния екстензионен етап е продукт на няколко отделни междинни магмени камери. Те са резултат от единна късноекстензионна тектономагматична обстановка, но имат относително самостоятелна и независима еволюция. Магматизмът е с мантиен произход, но отделните магмени камери имат специфичен състав и вероятно са обогатени в различна степен с коров субстракт. Тези камери имат сходна (еднотипна), но нееднаква и неедновременна еволюция.

В междинните магмени камери се осъществява диференциация на магмата и периферните магмени камери са със среден и кисел състав. Магмата на периферните магмени камери със среден състав претърпява допълнителна диференциация и магматизмът при тях също еволюира от среден към кисел.

Двата типа периферни магмени камери имат специфична и твърде различна металогения.

8. Средните по състав периферни магмени камери в района на пониженията имат най-пъстра металогенна специализация.

Първоначално се образуват златни хидротермални орудявания тип Ада тепе. Те предхождат активните вулкански изяви на повърхността. Отложени са в палеогенските седименти постилащи пониженията, но вероятно са първоначална изява на периферната магмена камера.

С ранните средни по състав фази на вулканизма се образуват манганови вулканогенно-хидротермални, бентонитови и ахатови хидротермални находища и проявления. Комагматичните монцонитоидни плутони, внедрени в най-големите средни по състав вулкански постройки, продуцират образуването на вторични кварцити, вулканогенни находища на алуни и Cu-Mo хидротермални проявления от щокверков тип. Тези орудявания са генетично свързани с конкретните плутони.

С късните кисели фази се образуват магматични проявления на перлити.

Основните промишлени орудявания са резултат от постмагматичната хидротермална дейност – Pb-Zn и Au-Pb-Zn±Sb хидротермални находища и проявления. Рудни полета са локализирани в най-големите вулканоплутонични постройки със среден състав в съответните понижения. Наблюдава се куполна зоналност в разпределението на минералните парагенези. По-ранните и по-високотемпературните минерални парагенези се разполагат във вътрешните части на вулканите, респективно на рудните полета, а по-късните и по-нискотемпературните парагенези – в периферните и апикалните части. Поради това във вътрешните части се установяват Pb-Zn, а в по-високите и периферни части – Au-полиметалните рудни тела. За Pb-Zn рудни тела типични околорудни изменения са аргилизитите и пропицитите (рядко и березити), а за Au-полиметалните рудни тела – адуларитите. Тези орудявания имат генетична връзка с периферните магмени камери. Връзката им с вулканските апарати е парагенетична.

9. Отделните рудни полета в района на пониженията показват известна специфика, която може да се обясни с различията в състава на магматизма от отделните магматични групи, респективно периферните магмени камери.

Средните по състав магматични комплекси в Североизточнородопското и Златоустовското понижение (вместващи Спахиевското и Маджаровското рудно поле) се характеризират с високи съдържания на K_2O и K_2O+Na_2O и се отнасят към шошонитовата и висококалиевата субалкална серия. Дамбалската група в Момчилградското понижение (вместваща Звездел-Пчелоядското рудно поле) се характеризира с по-ниски съдържания на K_2O и K_2O+Na_2O и е главно от висококалиевата калциево-алкална серия.

Тези различия явно намират отражение и в металогенната им специализация. Спахиевското и Маджаровското рудно поле, асоцииращи със средни по състав магматични групи с повишена алкалност, се характеризират с широко разпространение на вторични кварцити, с които идват находища на алуни, както и Cu-Mo минерализация. Такива минерализации не са установени в Звездел-Пчелоядското рудно поле.

От друга страна, вероятно различията в магматизма от Дамбалската група (с понижена алкал-

ност) в Момчилградското понижение са причина за много по-същественото присъствие на златно-полиметалните орудявания тип Ада тепе в това понижение.

Находищата на бентонити и ахати са типични за средните по състав вулкански скали, главно от Дамбалската група и най-вече на Рабовския латитов комплекс. Това вероятно пак се дължи на спецификата на магматизма от тази магматична група.

10. Средни по състав периферни магмени камери в района на Източнородопския комплексен купол. Типичен представител е Попското рудно поле. Основен промишлено-генетичен тип също са Au-Pb-Zn хидротермални орудявания, които са много близки до тези в Източнородопското комплексно понижение. В това рудно поле се установяват Pb-Zn и Au-Pb-Zn рудни тела и също се наблюдава куполна зоналност в разпределението на минералните парагенези. В Черничевското рудно поле по-изявено е представена и антимонова минерализация. Златното хидротермално находище Камилски дол може да се възприеме като аналог на златните хидротермални орудявания тип Ада тепе, само че локализирано в метаморфити.

11. Средни по състав периферни магмени камери в района на Маданско-Давидковския купол. Орудяванията са уникални по количество, но са еднобразни – оловно-цинкови. Навсякъде хидротермалният процес започва с отлагане на скарни, които не са характерни за Източнородопския руден район.

12. Хидротермалният процес при отлагането на Pb-Zn орудявания в Централнородопския руден район стартира при по-висока температура с около 40 °C в сравнение със Au-полиметалните орудявания в Източнородопския руден район. В резултат в Централнородопския руден район се образуват и скарновите минерализации, каквито в Източнородопския руден район не са известни. Вероятно пак поради тази причина в Централнородопския руден район доминират по-високотемпературните околорудни изменения (березити), а в Източнородопския руден район – относително по-нискотемпературните аргилизити.

13. Изотопният състав на $\delta^{18}\text{O}$ и δD показва метеорен произход на водата във флуидите, отло-

жили полиметалните орудявания, и в двата района. За по-ранните високосулфидни изменения в Източните Родопи (вторични кварцити), с които асоциират Cu-Mo орудявания, се предполага предимно магмен произход на хидротермите, което е в съгласие с предлагания от автора модел.

Изотопният състав на сярата и оловото показва, че вероятно и двата елемента са извлечени от метаморфния фундамент, макар и евентуално индиректно (чрез магматизма). За сулфатната сяра от алуניתа от вторичните кварцити в Маджаровското рудно поле се предполага по-определено магмен източник. Това също е в съгласие с предлагания тук модел.

14. Набелязва се тенденция за нарастване съдържанията на Cu и Au и намаляване значението на Pb, Zn и Ag от централнородопските към източнородопските полиметални орудявания, което корелира с изтъняването на земната кора (Mavrudchiev et al., 1996; Georgiev, 2004; Марчев, 2006). Посредник в тази корелация е магматизмът. Стронциевите и оловните изотопни състави на магмените скали отразяват нарастването на количеството на коров компонент от Източните към Централните Родопи, което заедно с нарастването на пропорциите на киселите скали съвпада с нарастването на дебелината на земната кора. За оловото на практика е доказано, че има коров произход, и е логично по-засиленото му присъствие в Централните Родопи, където и в магматизма има повишен коров компонент. Златото вероятно има мантиен произход и са обясними повишените му съдържания в Източните Родопи, където земната кора е най-тънка и присъствието на коров компонент в магматизма е по-ограничено.

15. Орудявания, свързани с кисели периферни магмени камери. Типичен представител е Кърджалийската кисела магматична група в Кърджалийския регион. С пирокластитите на Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс асоциират вулканогенни находища на zeолитови скали, главно клиноптилолитови. С ефузивните фази на Перперешкия трахириолитов и Устренския риолитов комплекс се формират перлитови магматични находища.

На практика само с Кърджалийската кисела магматична група се образуват промишлени находища на zeолитити и перлити – това е нейната металогенна специализация.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексиев, Б., Джурова, Е. 1977. Зеолитови скали от Североизточните Родопи. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 69, 1, 79-92.
- Алексиев, Б., Джурова, Е. 1995. Зеолитовата суровина в България. – *Геология и минерални ресурси*, 1, 3-8.
- Амов, Б., Балджиева, Ц., Бресковска, В., Димитров, Р., Кольковски, Б., Стойков, Х., Тодоров, Т. 1985. Изотопен состав свинца, вопросы генезиса и возраста месторождений Южной Болгарии. – *Геол. рудн. месторожд.*, 3, 3-17.
- Амов, Б., Кольковски, Б., Димитров, Р. 1993. Генезис и възраст на хидротермалните рудни минерализации в Родопската металогенна зона на базата на изотопни изследвания на олово в галенит. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 85, 1, 73-98.
- Атанасов, А. 1962. Стадии на минерализация, първична зоналност и генезис на полиметалното месторождение Маджарово. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 55, 2, 229-267.
- Атанасов, А. 1965. Изследвания върху минералната парагенеза и структурата на Звезделското оловно-цинково рудно поле в Източните Родопи. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 58, 1, 285-323.
- Атанасов, А., Маврудчиев, Б., Боянов, И., Вапцаров, И. 1963. Малките интрузии в Източните Родопи и тяхното металогенно значение. – *Тр. геол. Бълг., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 4, 27-40.
- Атанасов, В., Витов, О. 1981. Милерит, полидемит и ваясит от полиметалното рудопроявление Св. Марина, Хасковско. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 41, 3, 295-303.
- Атанасов, Г., Горанов, А. 1963. Бентонитовите глинени райони на гр. Кърджали. – *Год. Соф. унив., Биол.-геол.-геогр. фак.*, 56, 2, 149-188.
- Атанасов, Г., Горанов, А. 1988. Бентонитови глинени райони. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 1. Екзогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 102-119.
- Атанасов, Г., Горанов, А., Стефанов, Д. 1972. Бентонитовите глинени райони от областта южно от Кърджали и западно от р. Върбица. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 64, 1, 203-222.
- Атанасов, Г., Стефанов, Д., Горанов, А. 1965. Допълнителни данни върху минералогията на бентонитовите глинени райони от Кърджали. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 58, 1, 135-144.
- Атанасов, Г., Белмустаков, Е., Горанов, А. 1969. Стратиграфия и литология на палеогена при Хасково. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 61, 1, 47-80.
- Батанджиев, И. 1989. Структурна обусловеност на младоалпийската металогенна активизация в България. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 50, 1, 85-98.
- Батанджиев, И. 1992. Авренско-маджаровски руден пояс – идея или цел. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 53, 2, 109-113.
- Бахнева, Д., Стефанов, Н. 1977. Палеовулканоложка характеристика на трахириолитовия вулканизъм южно от яз. „Студен кладенец“, Кърджалийско. – *Год. ВМГИ*, 20, 2, 7-32.
- Бедринов, И. 2005. Смолянско урановорудно поле. – *Минно дело и геология*, 5, 35-38.
- Богданов, Б. 1961. Стадии на минерализация, минерални парагенези и зоналност на оловно-цинковите месторождения на Маданския и Неделинския руден район. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 31, 2, 133-160.
- Богданов, Б., Димитрова, Е. (ред.). 1983. *Магматизъм и металогения Карпато-Балканской области*. С., Изд. БАН, 300 с.
- Богданов, Б., Бахнева, Д., Стефанов, Н., Попов, П. 1972. Особенности третичного магматизма и связанных с ним рудных формаций Родопского массива на территории Болгарии. – *Изв. ВМГИ*, 18, 2, 11-25.
- Богданов, К. 1983. Ендогенна зоналност в Лозенското рудно поле, Източни Родопи. – *Рудообр. процеси и минер. находища*, 18, 48-60.
- Божинев, К., Желязкова-Панайотова, М. 1989. Азбест. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 103-129.
- Божков, И., Петров, П., Стоева, В., Бойков, Д., Лилов, П. 1985. Нови данни за вулканизма в Глоговишкия грабен (Краището). – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 46, 1, 81-91.
- Бонев, И. 2002. *Минерогенезис в хидротермалната рудообразуваща система на Маданските жили и метасоматични оловно-цинкови находища*. Автореф. дисертация дгн. Геол. инст. 77 с.
- Бонев, Н. 2002. *Строеж и еволюция на Кесебирския гнайсов купол, Източни Родопи*. Автореф. дисертация д-р, Соф. унив. 42 с.
- Бонев, Н. 2011. *Регионална геология и геодинамична еволюция на източния Циркум-Родопски пояс, България-Гърция*. Автореф. дисерт. дн. Соф. унив. 54 с.
- Бончев, Г. 1925. Минералните находища в Родопите. – *Сп. БАН, кл. прир.-мат.*, 15, 32, 85-141.
- Бончев, Е. 1971. *Проблеми на българската геотектоника*. С., Техника, 204 с.
- Бончев, Е. 1986. *Балканидите – геотектонско положение и развитие*. С. Изд. БАН, 274 с.
- Бояджиев, С., Боянов, И., Кожухаров, Д. 1971. Родопски срединен масив. – В: Йовчев, Й. (ред.) *Тектонски строеж на България*. С., Техника, 49-137.
- Боянов, И. 1971а. Характер и етапи на развитие Марицкото дълбоко разломяване. – В: *Докл. Карп.-балк. геол. асоц., VII конгр.* С., 25-32.
- Боянов, И. 1971б. Младопалеогенски и неогенски наложени депресии върху източната част на Източнородопския блок. – В: Йовчев, Й. (ред.) *Тектонски строеж на България*. С. Техника, 127-133.
- Боянов, И., Горанов, А. 1994. Палеоцен-еоценски седименти от северната периферия на Боровишката депресия и корелацията им с подобни седименти в Източнородопското палеогенско понижаване. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 55, 1, 83-102.
- Боянов, И., Кожухаров, Д. 1971. Източнородопски Блок. – В: Йовчев, Й. (ред.) *Тектонски строеж на България*. С., Техника, 99-134.
- Боянов, И., Маврудчиев, Б. 1961. Палеогенският магматизъм в Североизточните Родопи. Част първа (Стратиграфски, литоложки и петрографски бележки за палеогена). – *Год. Соф. унив., Биол.-геол.-геогр. фак.*, 54, 2, 113-157.
- Боянов, И., Кожухаров, Д. 1968. Строеж и блоково разчленение Родопского массива. – *Изв. Геол. инст, сер. геотект., стратигр. и литол.*, 17, 199-226.
- Боянов, И., Кожухарова, Е., Кожухаров, Д. 1969. Взаимоотношения между докамбийския висококристалинен цокъл и диабаз-филитоидната формация в Източните Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 30, 2, 113-122.
- Боянов, И., Маврудчиев, Б., Вапцаров, И. 1963. Върху структурно-формационните особености на част от Източните Родопи. – *Изв. Геол. инст.*, 12, 125-186.
- Боянов, И., Русева, М., Топракчиева, В., Димитрова, Е. 1990. Литостратиграфия мезозойских пород в Восточных Ро-

допах. – *Geol. Balc.*, 20, 5, 3-28.

Боянов, И. и др. 1989. *Геоложка карта на България в М 1:100 000*, к. л. *Хасково*. Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране.

Боянов, И. и др. 1990. *Геоложка карта на България в М 1:100 000*, к. л. *Искра*. Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране.

Боянов, И. и др. 1992. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000*, к. л. *Хасково*. Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране, 70 с.

Боянов, И. и др. 1995. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000*, к. л. *Искра*. Геология и геофизика АД, 77 с.

Бресковска, В., Гергелчев, В. 1988а. Маджаровско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника, 114-126.

Бресковска, В., Гергелчев, В. 1988б. Лозенско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника, 127-133.

Бресковска, В., Гергелчев, В. 1988в. Попско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника, 137-141.

Бресковска, В., Гергелчев, В. 1988г. Звездел-Пчелоядско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника, 142-146.

Бресковска, В., Гергелчев, В. 1988д. Находище Света Марина. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника, 134-137.

Бресковска, В., Илиев, З., Цветанов, Р., Петров, П., Младенова, В. 1984. Геология и минералогия на Гюргендере, Маджаровско рудно поле. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 77, 1, 69-96.

Бресковска, В., Маврудчиев, Б., Илиев, З., Вапцаров, И., Боов, В., Милева, Д. 1976. Геология и минералогия на полиметалното находище Меден дърво от Маджаровското рудно поле. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 68, 1, 211-231.

Вапцаров, И., Дилинска, Т. 1980. Морфотектонски проблеми в Родопския масив. – *Пробл. на геогр.*, 3, 53-69.

Василев, Л., Стайков, М. 1991. Кратка металогения Болгарии. Обяснителна записка металлогенической карты масштаба 1:1 000 000. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 52, 2, 1-54.

Велев, А. 1996. Дълбочинно сеизмично профилиране на земната кора по регионален профил Ивайловград–Ардино. – *Сп. Бълг. геофиз. д-во*, 22, 2, 91-109.

Велинов, И., Кунов, А. 1989. Алуниги. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България*, 2. *Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 160-177.

Велинов, И., Батанджиев, И., Чолаков, П., Блажев, Б. 1977. Новые данные о соотношениях между структурообразовательными и постмагматическими процессами в Маджаровском рудном поле. – *Докл. БАН*, 30, 12, 1749-1752.

Велчев, Ц., Дачев, Х., Петков, И. 1970. Геотектоническое строение Болгарии в свете геофизических полей. – *Докл. БАН*, 23, 6, 699-702.

Вергилов, В., Кожухаров, Д., Маврудчиев, Б., Кожухарова, Е. 1963. Бележки върху допалеозойските метаморфни комплекси в Родопския масив. – *Изв. Геол. инст.*, 12, 113-186.

Видинли, Б., Младенова, В., Димитров, Д. 2007. Геология и минералогия на златно-сребърното находище Сребрен, Западни Родопи. – В: *Геонауки 2007*, Сб. рази. резюм., 107-108.

Гаджева, Т. 1978. Скарново-полиметалното орудяване в метаморфити от Ерморечието. – *Рудообр. процеси и минер.*

находища, 8, 3-12.

Геологическият словарь, т. 1. 1973. М., Недра, 487 с.

Георгиев, В. 2002. Зараждане и начална еволюция на Момчилградската вулканотектонска депресия, Източни Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 63, 1-3, 99-106.

Георгиев, В. 2004. Късноалпийска металогения на Източни Родопи. – *Геология и минерални ресурси*, 7-8, 23-27.

Георгиев, В. 2005. Sr изотопни изследвания на късноалпийския екстензионен магматизъм в Родопския масив. – В: *Юб. междунар. конф. 80 год. Бълг. геол. д-во*, Сб. рази. резюм., 109-112.

Георгиев, В. 2007а. Родопска металогенна провинция. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., „Земя ’93“, 20-26.

Георгиев, В. 2007б. Източнородопски руден район. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя ’93, 98-103.

Георгиев, В. 2007в. Златно-полиметално находище Чала. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя ’93, 124-129.

Георгиев, В. 2007г. Златно находище Седефче. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя ’93, 129-134.

Георгиев, В. 2007д. Златно-полиметално находище Обичник. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя ’93, 134-135.

Георгиев, В. 2007е. Златно-полиметално находище Попско. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя ’93, 135-140.

Георгиев, В. 2007ж. Западнородопски руден район. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя ’93, С., 141-143.

Георгиев, В. 2007з. Централнородопски руден район. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя ’93, 144-145.

Георгиев, В. 2007и. Късноалпийска магмена еволюция по Буковския разломен сноп, Източни Родопи. – *Геология и минерални ресурси*, 14, 5, 23-27.

Георгиев, В. 2007й. Късноалпийска еволюция и революция на Кърджалийския регион, Източни Родопи. I. Зараждане и начална еволюция. – *Геология и минерални ресурси*, 14, 9, 5-8.

Георгиев, В. 2007к. Късноалпийска еволюция и революция на Кърджалийския регион, Източни Родопи. II. Революционен период. – *Геология и минерални ресурси*, 14, 10, 9-14.

Георгиев, В. 2007л. Златото в Родопската металогенна провинция. – В: *Златото – металът на всички времена*, Варна, 7–9 юни 2007, 93-101.

Георгиев, В., Милованов, П. 1989а. Закономерности распределения полиметаллических оруденений в северной части Спахиевского рудного поля, Восточные Родопи. – В: *XIV конгрес КБГА*, Сб. резюм., 1255-1237.

Георгиев, В., Милованов, П. 1989б. Вулканотектоническая позиция и генетические особенности полиметаллического месторождения Брястово, Спахиевское рудное поле. – *Докл. БАН*, 42, 5, 89-92.

Георгиев, В., Милованов, П. 2005. Петрохимични особености на палеогенския късноекстензионен магматизъм в Златоустовската депресия, Белоречкия и Кесибирския купол (Източни Родопи). – *Год. МГУ*, 48, 1, 35-40.

Георгиев, В., Милованов, П. 2006а. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. I. Подход. – *Минно дело и геология*, 61, 2, 33-37.

- Георгиев, В., Милованов, П. 2006б. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. II. Сърнишка група. – *Минно дело и геология*, 61, 5, 36-40.
- Георгиев, В., Милованов, П. 2006в. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. III. Чамдеренска група. – *Минно дело и геология*, 61, 8, 34-37.
- Георгиев, В., Милованов, П. 2006г. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. IV. Кърджалийска група. – *Минно дело и геология*, 61, 10, 41-44.
- Георгиев, В., Милованов, П. 2007. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. V. Маджаровски комплекс, Златоустовска и Белоречка магмена група. – *Минно дело и геология*, 62, 10, 35-39.
- Георгиев, В., Кольковски, Б., Бояджиев, С. 2007. Късноалпийската металогения на западните и централните части на Родопския масив на територията на България – нов поглед. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 68, 1-3, 143-156.
- Георгиев, В., Методиев, Н., Марков, Н. 2000. Металогения на екзотичната Момчилградска вулканотектонска депресия. – *Минно дело и геология*, 9, 19-25.
- Георгиев, В., Методиев, Н., Милованов, П. 2001. Металогения на Маджаровския вулкан. – *Минно дело и геология*, 4, 21-26.
- Гергелчев, В. 1971. Основные закономерности в размещении свинцово-цинковых полей и месторождений Восточных Родоп. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 32, 3, 263-275.
- Гергелчев, В. 1973. Морфогенетические типы рудных тел и столбов в Кърджалийском рудном районе и условия их образования. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 34, 2, 125-137.
- Гергелчев, В. 1974а. Главные особенности и этапы формирования Маджаровской калдеры проседания и структурные условия её рудоносности. – *Изв. Геол. инст.*, 23, 5-30.
- Гергелчев, В. 1974б. Концентрическая зональность Маджаровского рудного поля. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 35, 2, 218-222.
- Гергелчев, В. 1977. Принос към изучаване морфологията на магματοгенното Звездел-Галенитско рудно поле. – *Рудодобив*, 12, 14-19.
- Гергелчев, В., Йосифов, Д. 1974. Новая рудоконтролирующая купольная структура Восточных Родоп. – *Докл. БАН*, 27, 10, 1415-1418.
- Гергелчев, В., Кръстева, М. 1978. Върху стадийността на минерализацията в Звездел-Галенитското рудно поле и структурната ѝ обусловеност. – *Рудодобив*, 10, 4-10.
- Гергелчев, В., Йосифов, Д., Велинов, И. 1977. Характерные особенности строения и развития Лозенской купольной структуры. – *Рудообр. процеси и минер. находища*, 7, 3-21.
- Гергелчев, В., Петков, И., Панов, Г., Йосифов, Д. 1977. Общая геолого-геофизическая и металлогеническая характеристика рифтовых зон Балканского полуострова (Болгария). – *В: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли, Новосибирск, Наука*, 173-180.
- Гергелчев, В., Петков, И., Панов, Г. 1975. Эгейско-Дунайский рифт – новая глобальная структура Балканского полуострова. – *Докл. БАН*, 28, 6, 787-790.
- Гергелчев, В., Обретенов, Н., Йосифов, Д. 1974. О связи металлогенических поясов с рифтовыми структурами балканского полуострова. – *Пробл. рудообр., IV симп. IAGOD*, Варна, 2, 523-532.
- Гергелчев, В., Пападопулос, П., Костас, М., Димитров, Д. 1994. Сравнителен металогенен анализ на българската и гръцката част на Източните Родопи. – *Рудообр. процеси и минер. находища*, 35, 20-31.
- Гергелчев, В., Марков, Н., Митрова, В., Ноков, С., Милованов, П., Бонев, Д., Кербелова, Б., Лазаров, И. 1983. Комплексный анализ строения и формирования жерлообразных магматических колон Восточных Родоп и их роль при рудообразовании. – *Geol. Balc.*, 14, 4, 39-54.
- Гергелчев, В., Йосифов, Д., Панайотов, А., Тумбев, Д., Марков, Н., Митрова, В., Ноков, С., Милованов, П., Богданов, К., Янев, В., Никова, Л., Цветкова, Д., Кербелова, В., Бонев, Д., Близнаков, Л., Лазаров, И., Велинов, И. 1984. Основни научни резултати от комплексните металогенни изследвания на Източните Родопи. – *Тр. НИПИ*, 1, 123-133.
- Гержиков, Я. 1999. *Строеж и ранноалпийска тектонска еволюция на Сакарската област*. Автореф. дисерт. д-р. Соф. унив. 36 с.
- Гери, М., Мак-Афи, Р., Вулф, К. (ред.) 1978. *Толковны словарь английских терминов, том 2*. Москва, Мир. 589 с.
- Горанов, А. 1960. Литология на палеогенските отложения в част от Източните Родопи. – *Тр. геол. Бълг., сер. геохим. и пол. изкоп.*, 1, 259-310.
- Горанов, А. 1988. Силицити. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 1. Екзогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 141-145.
- Горанов, А. 1995. Палеоген. – В: Кожухаров, Д., Боянов, И. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Крумовград и Сопе*. Геология и геофизика АД. 39-69.
- Горанов, А., Боянов, И. 1996. Бисерската и Лешниковската свита – нови литостратиграфски единици в палеогена на Лозенското понижение, Източни Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 57, 1, 83-88.
- Горанов, А., Попов, С. 1989. Перлити. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 62-79.
- Горанов, А., Боянов, И., Атанасов, Г. 1992. Литостратиграфска подялба на палеогена и неогена от Източните Родопи и корелацията ѝ с палеогена и неогена от Горна Тракия. – *Год. Соф. унив., геол.-геогр. фак.*, 1, 169-182.
- Горанов, А., Вутков, В., Петров, П. 1960. Перлити в Източните Родопи. – *Изв. Геол. инст.*, 8, 187-310.
- Горанов, А., Кожухаров, Д., Боянов, И., Кожухарова, Е. 1995. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Крумовград и Сопе*. Геология и геофизика АД. 97 с.
- Гроздев, В., Георгиев, С., Пейчева, И., фон Квадт, А., Марчев, П. 2010. Геохимични и геохронологични данни за терциерните магмени скали в околностите на Кюстендил, Югозападна България. – В: *Геонауки 2010, Сб. рази. резюм.*, Бълг. геол. д-во, 64-65.
- Гълъбов, Ж. 1937. Неоефузията в поречието на Горна и Средна Арда. – *Изв. Бълг. геогр. д-во*, 5, 3-26.
- Гълъбов, Ж. 1938. Родопският кристалинен цокъл в поречието на Горна и Средна Арда. – *Геол. на Балк.*, 3, 1, 29-40.
- Дабовски, Х., Загорчев, И. 2009. Въведение: Мезозойска еволюция и алпийски строеж. – В: Загорчев, И., Дабовски, Х., Николов, Т. (ред.) *Геология на България. Том II. Мезозойска геология*. С., Акад. изд. „Проф. Марин Дринов“, 13-37.
- Дачев, Х. 1988. *Стриез на земната кора в България*. С., Техника. 334 с.
- Делчев, А., Димитров, С. 1965. Геология и геохимични особености на находище Бабяк, Благоевградско. – *Год. Управл. геол. проуч.*, 15, 5-34.
- Джурова, Е., Алексиев, Б. 1983. Зеолитови скали югоизточно от с. Кралево, Хасковски окръг. – *Год. Соф. унив.*,

Геол.-геогр. фак., 77, 1, 165-175.

Джурова, Е., Алексиев, Б. 1988. Зеолитови скали. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 1. Екзогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 233-247.

Джурова, Е., Алексиев, Б., Райнов, Н., Чехларова, И. 1979. Разпределение на клиноптилолита във вертикалния профил на първия олигоценски хоризонт при с. Бели пласт, Кърджалийско. – *Год. Соф. унив., геол.-геогр. фак.*, 71, 1, 141-148.

Димитров, Д. 1968. Металогенни епохи на Родопския срединен масив. – *Изв. НИГИ*, 4, 11-130.

Димитров, Д. 1984. *Карта свинцово-цинковите месторождения алпийского складчатого пояса ЮВ Европы и ЮЗ Азии масштаба 1:2 500 000 (Обяснителный текст)*. Ком. по геол. 96 с.

Димитров, Д., Кръстева, М. 1974. Температура на образуване на оловно-цинковите находища в Спахиевското рудно поле. – *Изв. Геол. инст., сер. рудни и нерудни пол. изкоп.*, 23, 157-174.

Димитров, Р. (ред.) 1988. *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника. 258 с.

Димитров, Р., Кольковски, Б., Мънков, С. 1979. Систематика на терциерните орудаявания в Родопската металогенна провинция на територията на България. – *Год. Соф. унив., геол.-геогр. фак.*, 73, 1, 65-78.

Димитров, С. 1981. Минералогия на волфрамовото находище Грънчарица. – *Рудообр. процеси и минер. находища*, 14-15, 35-48.

Димитров, Стр. 1942. Хромови глинни и никелов асболян в Неврокопско. – *Год. Соф. унив., Физ.-мат. фак.*, 38, 3, 208-226.

Драгов, П., Йосифов, Д., Вапцаров, И. 1976. Металлогенически активни линеаменти и узли територии Болгарии. – *Geol. Balc.* 6, 3, 3-16.

Драгов, П. и др. 1987. Метаморфическите и постметаморфическите рудни минерализации в месторождения Камилски дол, Восточные Родопы. – *Докл. БАН*, 40, 5, 73-76.

Драгоманов, Л., Ангелов, Г., Коюмджиева, Е., Николов, И., Комогорова, И. 1984. Неогенът в Хасковско. – *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 20, 71-75.

Драгоманов, Л., Казаринов, В., Коюмджиева, Е., Николов, И., Енчев, Е., Христов, Х. 1981. Палеогеография на неогена от Пазарджишко и Пловдивско. – *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 14, 65-75.

Желев, Д. 2007. Златното находище Хан Крум, участък „Ада тепе“. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя '93, 104-114.

Желязкова-Панайотова, М., Божинов, К. 1989. Талк и талкови суровини. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 130-148.

Желязкова-Панайотова, М., Колчева, К., Ивчинова, Л. 1977. Изучение ультрабазитов Болгарии с помощью метаморфических методов. I. Ультрабазитовой магматизм Болгарии. – *Geol. Balc.*, 7, 3, 49-66.

Желязкова-Панайотова, М., Економу-Елиопулос, М., Найденова, Е., Таркян, М. 1990. Платиноиди и злато в Родопските хромитови руди. – В: *Геология на находища на благородни метали и технологии за тяхното извличане, Абстракти*, 10-11 май 1990, С., 33-35.

Желязкова-Панайотова, М., Цинцов, З., Пашов, Г. 1999. Хидротермални златни минерализации в ультрабазити край

с. Добромирци, Кърджалийско. – В: *III нац. симпоз. „Металогения на България“*, 23-24 ноември 1999, С., Абстракти, 47-50.

Загорчев, И. 1995. Парилска свита (палеоген), Южен Пирин и Славянка. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 56, 1, 31-36.

Загорчев, И., Динкова, Й. 1991. *Обяснителна записка към геоложка карта на България, М 1:100 000, к. л. Петрич с части от Струмица и Сидерокастрон*. Предпр. за геоф. проучв. и геол. картиране. 38 с.

Загорчев, И., Мурбат, С. 1983. Рубидиево-стронцевые данные о возрасте Даутовского плутона (гранитоиды пиринского типа), Юго-Западная Болгария. – *Geol. Balc.*, 13, 4, 31-37.

Загорчев, И., Мурбат, С. 1986. Проблемы метаморфизма в Централных Родобах в свете Pb-Sr изотопных данных. – *Geol. Balc.*, 16, 6, 61-75.

Загорчев, И., Мурбат, С., Лилов, П. 1987. Радиогеохронологические данные об альпийском магматизме в западной части Родопского массива. – *Geol. Balc.*, 17, 2, 59-71.

Зидарова, Б., Костов, И. 1979. Особенности на флуорита от находище Палат, Благоевградски окръг. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 11, 51-65.

Иванов, Ж. 1998. *Тектоника на България*. Хабилиз. труд. Соф. унив. 579 с.

Иванов, И. 1989. Пегматитови находища. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*, С., Техника, 80-102.

Иванов, И. 1991. *Гранитните пегматити в България*. С. Изд. на БАН. 204 с.

Иванов, Р. 1960. Магматизмът в Източнородопското палеогенско понижение. I. Геология. – *Труд. геол. Бълг., сер. геохим. и пол. изкоп.*, 1, 312-387.

Иванов, Р. 1961а. Върху геологията на Дамбалъшкия вулкански масив, Момчилградско. – *Изв. Геол. инст.*, 9, 143-119.

Иванов, Р. 1961б. Стратиграфия и структура на кристалина в Източните Родопи. – *Тр. геол. Бълг., сер. геохим. и пол. изкоп.*, 2, 69-119.

Иванов, Р. 1963. Магматизмът в Източнородопското палеогенско понижение. II. Петрохимическо развитие и провизирани особености. – *Труд. геол. Бълг., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 4, 297-323.

Иванов, Р. 1964. Формационна и петрохимическа зоналност на третичния магматизъм в Родопския срединен масив. – *Изв. Геол. инст.*, 13, 135-163.

Иванов, Р. 1972. Вулканотектонски структури в Боровишкото понижение. – *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 21, 193-210.

Иванов, Р. 1978. Абсарокити в Североизточните Родопи. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 9, 47-62.

Иванов, Р. 1983. Гравитационната тектоника на Родопските терциерни сводове в образуването на дълбочинните магмо- и рудопроводящи зони. – В: *30 год. ВМГИ*, 25-27 май 1987. С., Техника. 53-61.

Иванов, Р. 1984. Основни тектономагматични и рудогенериращи структури в Родопския масив. – *Тр. НИПИ*, 1, 135-158.

Иванов, Р., Стоянова, Ц. 1966. Разсеяни елементи в източнородопските вулкански серии. – *Тр. Геол. Бълг., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 6, 83-102.

Иванова, Р. 2002. *Петрология на киселите вулкански скали от калдерата Шейновец, Източни Родопи*. Автореф. дисерт. д-р. 44 с.

- Илиев, З. 1980. Типове зоналност в Маджаровското рудно поле. – *Год. Соф. унив., геол.-геогр. фак.*, 73, 1, 78-89.
- Илиев, З., Бресковска, В. 1979. Още върху стадиите на минерализация в Маджаровското рудно поле. – *Год. Соф. унив., геол.-геогр. фак.*, 70, 1, 387-393.
- Йовчев, Й. 1960. *Полезни изкопаеми на НР България. Геоложки основи на полезните изкопаеми.* С., Техника. 106 с.
- Йовчев, Й. (ред.) 1971. *Тектонски строеж на България.* С., Техника. 560 с.
- Йовчев, Й. (ред.) 1976. *Тектонска карта на НР България, М 1:500 000.* ГУГК, С.
- Йосифов, Д., Пчеларов, В. 1977. Схем мощности земной коры Балканского полуострова и некоторые особенности ее строения. – *Geol. Balc.*, 7, 2, 7-22.
- Казьлова-Станкова, Т. 2010. Гейзерити (синтер) в района на Крумовград и връзката им със златоносната минерализация от находище „Хан Крум“. – *Геология и минерални ресурси*, 17, 3, 40-48.
- Каменов, Б. 2003. *Магматична петрология.* С., Унив. изд. „Св. Кл. Охридски“, 871 с.
- Каменов, Б., Панов, Г. 1976. Геоложка връзка между вглищните пластове от Марица-запад и Марица-изток в Маришкия басейн. – *Нефтена и въгл. геол.*, 4, 60-71.
- Канурков, Г. 1988. *Железнорудните находища в България.* С., Техника. 282 с.
- Кацков, Н. 1989. Дистен, силиманит, андалузит. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали.* С., Техника. 227-237.
- Киров, Г. 1974. Зеолити в седиментни скали в България. – *Год. Соф. унив., геол.-геогр. фак.*, 66, 1, 171-184.
- Киров, Г., Филизова, Л., Маврудчиев, Б., Костов, И. 1963. Закономерности в разпределението на зеолитите в полиметалното месторождение Маджарово. – *Тр. геол. Бълг., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 4, 167-172.
- Ковачев, В., Маврудчиев, Б., Йосифов, Д. 2007. Горнокредни и палеогенски ендогенни златосъдържащи находища в България и връзката им с магматизма и дълбочинния строеж. – В: „Златото – металът на всички времена“, Варна, 7-9 юни 2007, 9-17.
- Кожухаров, Д. 1971. Структурни комплекси и структурни планове в Източнородопския блок. – В: Йовчев, Й. (ред.) *Тектонски строеж на България.* С., Техника, 99-127.
- Кожухаров, Д. 1984. Литостратиграфия докембрийских метаморфических пород Родопской надгруп в Централных Родобах. – *Geol. Balc.*, 14, 1, 43-92.
- Кожухаров, Д. 1987. Литостратиграфия и строение докембрия в ядре Белореческого поднятия в Восточных Родобах. – *Geol. Balc.*, 17, 2, 15-38.
- Кожухаров, Д. 1991. Особенности строение Чепеларской свиты в Ивайловградском и Крумовградском районах (Восточные Родопы). – *Geol. Balc.*, 21, 3, 34.
- Кожухаров, Д., Канурков, Г., Кожухарова, Е., Нецов, К. 1975. Върху проблема на „джеспилитите“ от горната част на протерозойския комплекс в Централните Родопи. – *Рудообр. процеси и минер. находища*, 2, 17-22.
- Кожухаров, Д., Кацков, Н., Димитрова, Р., Маринова, Р. 1991. Литостратиграфия доприабоновых палеогеновых отложений из района расположенного южнее г. Лыки, Пловдивской области. – *Geol. Balc.*, 21, 2, 39-49.
- Кожухаров, Д. и др. 1988. *Геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Кърджали.* Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране, С.
- Кожухаров, Д. и др. 1990. *Геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Крумовград и Сапе.* Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране, С.
- Кожухаров, Д. и др. 1992. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Смолян.* Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране, С., 49.
- Кожухаров, Д. и др. 1993. *Геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Свиленград.* Геология и геофизика АД, С.
- Кожухаров, Д. и др. 1994а. *Геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Чепеларе.* Геология и геофизика АД, С.
- Кожухаров, Д. и др. 1994б. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Чепеларе.* Геология и геофизика АД, С. 74 с.
- Кожухаров, Д. и др. 1995а. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Свиленград.* Геология и геофизика АД, С., 67 с.
- Кожухаров, Д. и др. 1995б. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Кърджали.* Геология и геофизика АД, С. 87 с.
- Кожухаров, Д. и др. 1995в. *Геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Ивайловград и Суфлон.* Геология и геофизика АД, С.
- Кожухаров, Д. и др. 1995г. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Ивайловград и Суфлон.* Геология и геофизика АД, С., 64 с.
- Кожухарова, Е. 1984а. Произхождение и структурно положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. I. Геологическое положение и состав офиолитовой ассоциации. – *Geol. Balc.*, 14, 4, 9-36.
- Кожухарова, Е. 1984б. Произхождение и структурно положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. II. Метаморфические изменения ультрабазитов. – *Geol. Balc.*, 14, 6, 3-35.
- Кожухарова, Е. 1985. Произхождение и структурно положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. III. Этапы развития и возраст офиолитовой ассоциации. – *Geol. Balc.*, 15, 5, 53-69.
- Колев, К., Желева, Ц., Никова, Л. 2011. Резултати от проведените геоложки проучвания в района на Рани лист, Кърджалийско – 1. – *Геология и минерални ресурси*, 3, 27-33.
- Колев, К., Желева, Ц., Никова, Л. 2011. Резултати от проведените геоложки проучвания в района на Рани лист, Кърджалийско – 2. – *Геология и минерални ресурси*, 4, 2-5.
- Кольковски, Б., Манев, Д. 1988. Маданско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България.* С., Техника, 37-65.
- Кольковски, Б., Нафтали, Л. 1988. Ардинско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България.* С., Техника, 72-78.
- Кольковски, Б., Петров, П. 1972. Върху температурата на рудообразуване в находищата по разлома Сполука-Лайков чукар, Маданско. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 64, 1, 225-233.
- Кольковски, Б., Маринова, И., Никовски, В. 2001. Нови данни за веществения състав и произхода на пластообразните оловно-цинкови минерализации в Персенкското рудно поле, Централни Родопи. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 94, 1, 171-192.
- Кольковский, Б., Мельников, Б., Пертов, П. 1978. Тем-

пература минералообразования месторождений Маданского рудного поля. – В: *Теория и практика термобарогеохимии*. М., Наука, 116-118.

Костов, И. 1963. Минералогическо райониране на Родопите. – *Тр. Геол. Бълг., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 4, 7-26.

Костов, Р. 1979. Бертиерит от Рибново, Югозападни Родопи – нов минерал за България. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 40, 3, 313-319.

Костова, Б. 2004. *Флуидни включения в кварц от оловно-цинковото находище Южна Петровица, Маданско рудно поле*. Автореф. дисертация д-р. Соф. унив., С. 32 с.

Коюмджиева, Е., Драгоманов, Л. 1979. Литостратиграфия на олигоценските и неогенските седименти от Пловдивско и Пазарджишко. – *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 2, 49-61.

Кръстева, М. 1977. Минералотермични изследвания на кварц и карбонати от находищата по разлома Рибница–Голям Палас. – *Рудообр. процеси и минерал. находища*, 7, 23-37.

Кръстева, М., Антимова, Ц. 1976. Минералотермометрични изследвания в оловно-цинковото находище Лозен, Хасковско. – *Рудообр. процеси и минерал. находища*, 3, 27-35.

Куйкин, С. 1996. Към ендегенната металогения на златото в България: изученост и проблеми. – В: *Благородните метали и техните находища в България*. 30 май – 1 юни 1996, Асеновград, 53-55.

Кунов, А. 1991. Вторични кварцити от североизточната периферия на Боровишкия вулкански район. I. Геолого-петрографска характеристика на хидротермално изменените зони. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 28, 46-72.

Кунов, А., Мандова, Е. 1997. Супергенни минерали от Au-Ag находище Обичник (Източни Родопи). – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 58, 1, 19-24.

Кунов, А., Наков, Р. 1996. Кисело-сулфатен и адулар-серицитов тип изменения в района източно от с. Горноселци, Ивайловградско. – В: *Новости в геологията на България, VI конгрес на Бълг. геол. д-во, сб. резюмета*. С., 31-32.

Кунов, А., Кацева, Л., Райнов, Н. 1997. Епитермални аргилзити и съпътстващите ги околорудни изменения в полиметалното находище Брястово. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 32, 67-84.

Кунов, А., Стаматова, В., Атанасова, Р., Петрова, П. 2001. Златно-сребърно-полиметалното рудопроявление от ниско-сулфиден (адулар-серицитов) тип „Ада тепе“, Крумовградско. – *Минно дело и геология*, 4, 16-20.

Кунов, А., Велинов, И., Янев, Й., Наков, Р., Стефанов, Н., Печкай, З. 2000. Епитермалното златно находище „Обичник“ – Източни Родопи. – *Минно дело и геология*, 2, 28-35.

Ламбева, Н., Тончев, Т. 1988. Литофациална характеристика и палеогеографски особености на Вълчеполската моласа в участъка между селата Тополово и Ефрем (Източни Родопи). – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 49, 2, 45-52.

Маврудчиев, Б. 1959. Горноолигоценски интрузии в Маджаровския руден район. – *Год. Соф. унив., Биол.-геол.-геогр. фак.*, 52, 2, 251-302.

Маврудчиев, Б. 1959. Закономерности в развитието на терциерния тектоно-магматичен цикъл в част от срединния Родопски масив. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 58, 1, 157-175.

Маврудчиев, Б. 1992. *Палеогенският плутонизъм в Източните Родопи*. Автореф. дисертация дгн. Соф. унив. 63 с.

Маврудчиев, Б., Филизова, Л., Киров, Г., Костов, И. 1965.

Магматизъм и зеолитизация в Маджаровското оловно-цинково месторождение. – *Тр. геол. Бълг., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 5, 273-297.

Манева, Б. 1976. Някои съображения относно генетичния тип на оловно-цинковите находища в Спахиевското рудно поле. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 37, 3, 325-331.

Манева, Б. 1980. Морфология на рудоносните зони в Спахиевското рудно поле. – *Рудообр. процеси и минерал. находища*, 13, 47-56.

Манева, Б. 1983. Характеристика на пукнатините в Спахиевското рудно поле. – *Рудообр. процеси и минерал. находища*, 18, 25-35.

Манева, Б. 1988. Спахиевско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника, 147-159.

Манева, Б. 1997. Геодинамика и металогения на Родопите: нов поглед. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 58, 3, 205-218.

Манева, Б. 2002. Основни черти на алпийската металогения в Родопите. – *Геология и минерални ресурси*, 10, 14-20.

Манева, Б., Маляков, Й. 1974. Разломно-блоков строеж на Спахиевското рудно поле. – *Изв. Геол. инст., сер. рудни и нерудни пол. изкол.*, 23, 31-59.

Манева, Б., Нафтали, Л., Манев, Д. 1994. Металогения и минерално-суровинен потенциал на Централните и Западните Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 55, 2, 37-50.

Маринова, И. 1994. *Минералогия и геохимия на оловно-цинковите находища в Давидковското рудно поле, Централни Родопи*. Автореф. канд. дисерт. Соф. унив, С. 40 с.

Маринова, И., Кольковски, Б. 1994. Нови данни за последователността на хипогенното минералообразуване и металогения на Давидковското рудно поле, Централни Родопи. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 84, 1, 301-343.

Марчев, П. 1985. *Петрология на палеогенските вулканисти в района на селата Безводно и Русалско, Кърджалийско*. Дисерт. кгмн. Соф. унив., С. 327 с.

Марчев, П. 2006. *Генетични модели на палеогенските хидротермални рудни находища в Източните и Централните Родопи на базата на прецизна ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронология и Sr и Pb изотопна геохимия*. Автореф. дисерт. дгн. Геол. инст., С. 64 с.

Мачев, Ф., Овчарова, М. 2008. Метаморфозирани херцински гранити от Западен Пирин. – В: *Юб. сб. „60 год. специалност геология“*. С., Унив. изд. „Св. Кл. Охридски“. 115-121.

Методиев, Н., Георгиев, В. 1999. Златорудното проявление Македонци в Източните Родопи. – В: *Половин век системно и кондиционно геоложко картиране в България*, 25–26 февр. 1999, 68-70.

Милев, В. 1968. Некоторые закономерности размещения серебро-свинцово-цинковых месторождений в Сакаро-Родопской области НР Болгарии. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 29, 3, 249-259.

Милев, В. 1974. Геологические критерии поисков свинцово-цинковых месторождений в Сакаро-Родопской области НР Болгарии. – В: *Пробл. рудообразования, IV симп. IAGOD*, 2, Варна, 1974, 362-370.

Милев, В., Богданов, Б. 1974. Структурно-металлогенетические зоны и рудные формации на территории Болгарии. – В: *Дванадцать рудных месторождений Болгарии, IV симп. IAGOD*, Варна, 1974, 29-54.

Милев, В., Станев, В., Иванов, В. 1996. *Статистически справочник за добитите руди в България през периода 1878–1995 г.* С., Земя '93. 196 с.

- Милев, В., Обретенов, Н., Георгиев, В., Аризанов, А., Желев, Д., Бонев, И., Балтов, И., Иванов, В. 2007. *Златните находища в България*. С., Земя '93. 208 с.
- Милев, В., Обретенов, Н., Георгиев, В. 2007. Металогения и промишлено-генетични типове на златните находища в България. – В: *Златото – металът на всички времена*, Варна, 7–9 юни 2007, 9-17.
- Милованов, П. и др. 2007. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-34-69-Б (Крива паланка) и К-34-70-А (Кюстендил)*. М-во на околната среда и водите. 64 с.
- Младенова, В. 1984. Минералогия на находище Еселер от Звездел-Пчелоядското рудно поле. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 78, 1, 2, 354-376.
- Младенова, В. 1989. *Минералогия и генетични особености на Звездел-Пчелоядското рудно поле, Източни Родопи*. Автореф. дисерт. ктмн. Соф. унив. 26 с.
- Младенова, В. 1998. Минералогия и проблемът със златото в находище Седефче, Източни Родопи. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 90, 1, 101-130.
- Мынков, С. 1976. Систематика оруденений, связанных с третичным магматизмом Руенского рудного поля, НРБ. – В: *Проблемы рудообразования, IV симп. IAGOD, 1, С.*, 157-162.
- Мынков, С., Андреева, Л. 1974. Терциерно волфрам-молибденово орудяване в Централно Осогово, Кюстендилско. – *Изв. Геол. инст., сер. рудни и нерудни пол. изкоп.*, 23, 175-192.
- Мынков, С., Малинов, О. 1982. Сребърни минерали в оловно-цинковото находище Бахтерица. – *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 15, 41-56.
- Нафтали, Л. 1996. Новаково-изток, Карлин тип минерализация. – В: *Благородните метали и техните находища в България*. Асеновград. 30 май – 1 юни 1996, 64-67.
- Нафтали, Л., Малинов, О. 1988. Давидковско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника, 64-72.
- Начев, И. 1988. Фосфорити. – В: Трашлиев (ред.), *Неметални полезни изкопаеми в България, 1. Екзогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 151-164.
- Недялков, Р., Белмустакова, Х., Овчарова, М., Попов, М. 1998. Петрология на Дранговския плутон, Централни Родопи. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 34, 111-124.
- Начев, А. 1979. Флуоритовото месторождение Славянка, с. Палат, Благоевградски окръг. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 11, 35-49.
- Николов, Т., Сапунов, И. 2002. *Стратиграфски кодекс на България*. С., Акад. изд. „Проф. Марин Дринов“. 139 с.
- Ноков, С., Малинов, О. 1993. Кварц-адуларови метасоматити и молибденова минерализация от Маджаровското рудно поле. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 54, 1, 1-12.
- Ноков, С., Христова, Ю. 1994. Микротермометрични изследвания на адулар-серицитовия тип минерализации в находище Габерово, Маджаровско рудно поле. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 55, 2, 29-36.
- Обретенов, Н. 2007. Разсипни находища на злато в България. – В: Милев, В. и др. *Златните находища в България*. С., Земя '93. 146-149.
- Овчарова, М. 2005. *Петрология, геохронология и изотопни изследвания на метагранитоиди от източната част на Мадан-Давидковското подуване*. Автореф. дисерт. д-р. Соф. унив., С. 44 с.
- Патрикова, В. 2000. *Минералого-геохимични и генетични особености на орудявания в Спахиевското рудно поле, Източни Родопи*. Автореф. дисерт. д-р. Соф. унив. 38 с.
- Паяков, И., Желязкова-Панайотова, М., Ивчинова, Л. 1963. Структурно-текстурни особености и минерален състав на хромитовите руди от месторождение Добромирци. – *Год. Соф. унив., Биол.-геол.-геогр. фак.*, 56, 2, 219-251.
- Пейчева, И. 1997. Алпийският метаморфизъм в Източните Родопи – Rb-Sr изотопни данни. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 58, 3, 157-165.
- Пейчева, И., Бибикова, Е., Макаров, В. 1992а. U-Pb изотопно датирование цирконових типове гнайсов Юго-восточните Родопи Болгарии. – *Докл. БАН*, 45, 8, 71-74.
- Пейчева, И., Костицын, Ю., Шуколюков, Ю. 1992б. Rb-Sr изотопна система гнайсов Юго-восточните Родопи Болгарии. – *Докл. БАН*, 45, 10, 65-68.
- Пейчева, И., Соколов, С., Секиранов, А. 1993. Rb-Sr изотопно датирование пегматитов района г. Ардино, Централните Родопи. – *Докл. БАН*, 46, 7, 63-65.
- Пейчева, И., Саров, С., Овчарова, М., Костицын, Ю. 1996. Нови данни за възрастта на метаморфитите от Източните Родопи. – В: *Новости в геологията на България, VI конгрес на Бълг. геол. д-во*. сб. резюм. 24-25 окт. 1996, С., 88-89.
- Пейчева, И., Костицын, Ю., Салникова, Е., Каменов, Б., Клайн, Л. 1998. Rb-Sr и U-Pb изотопни данни за Рило-Родопския батолит. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 35, 93-105.
- Петров, П., Бресковска, В. 1982. Температура на минералообразуване в Маджаровското рудно поле и общи особености на включенията с минералообразуващи разтвори. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 72, 1, 169-182.
- Плющев, Е., Димитров, Д., Георгиева, И., Петрова, К. 1995. Зоналност на хидротермално-метасоматичната минерализация в Попското рудно поле. – *Геология и минерални ресурси*, 6-7, 37-42.
- Плющев, Е. 1994. *Късноалпийски хидротермално-метасоматични изменения и връзката им със златно-полиметалните орудявания в част от Източните Родопи*. – Автореф. дисерт. д-р. Соф. унив., С. 36 с.
- Радонова, Т. 1960. Изследвания върху минералния състав и околорудните изменения на Маджаровското полиметално находище в Източните Родопи. – *Тр. геол. Бълг., сер. геохим. и пол. изкоп.*, 1, 115-197.
- Радонова, Т. 1970. Адуляризация вулканогенных пород в Звезделском рудном районе. – *Докл. БАН*, 23, 9, 1119-1122.
- Радонова, Т. 1972. Алунит от вторичните кварцити на Спахиевското рудно поле. – *Изв. геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 21, 85-96.
- Радонова, Т. 1973а. Метасоматични изменения на скалите в Звезделския руден район. – *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 22, 123-140.
- Радонова, Т. 1973б. Хидротермални изменения на скалите от Спахиевското рудно поле. – *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 22, 141-161.
- Сапунджиева, В., Янев, Й. 1984. Фауна от пясъчните край гр. Джебел, Източни Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 45, 3, 308-317.
- Саров, С., Чернева, З., Колчева, К., Войнова, Е., Герджигов, Я. 2004. Литотектонска подялба на метаморфните скали от източните части на Централнородопската екстензионна структура. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 65, 1-3, 101-106.
- Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Марков, Н., Маринова, Р. 2008а. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-87-В (Златоград) и К-35-99-А (Дрангово)*. М-во на околната среда и водите. 136 с.

Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Марков, Н., Маринова, Р. 2008б. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-87-А (Ардино)*. М-во на околната среда и водите. 88 с.

Саров, С., Войнова, Е., Московски, С., Железарски, Т., Георгиева, И., Николов, Д., Найденов, К., Недкова, К., Петров, Н., Марков, Н., Маринова, Р. 2008в. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-74-Б (Лъки)*. М-во на околната среда и водите. 58 с.

Саров, С., Войнова, Е., Московски, С., Железарски, Т., Георгиева, И., Николов, Д., Найденов, К., Петров, Н., Марков, Н., Маринова, Р. 2008г. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-74-Г (Давидково)*. М-во на околната среда и водите. 68 с.

Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Марков, Н., Маринова, Р. 2008д. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-76-Б (Харманли)*. М-во на околната среда и водите. 64 с.

Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Маринова, Р., Марков, Н. 2008е. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-89-А (Ивайловград)*. М-во на околната среда и водите. 62 с.

Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Марков, Н., Маринова, Р. 2008ж. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-88-Г (Черничево) и К-35-100-Б (Кехрос)*. М-во на околната среда и водите. 80 с.

Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Маринова, Р., Марков, Н. 2008з. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-88-Б (Маджарово)*. М-во на околната среда и водите. 120 с.

Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Маринова, Р., Марков, Н. 2008и. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-88-В (Крумовеград) и К-35-100-А (Егрек)*. М-во на околната среда и водите. 124 с.

Саров, С., Йорданов, Б., Георгиев, С., Бълков, В., Балканска, Е., Гроздев, В., Маринова, Р., Марков, Н. 2008й. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000 к. л. К-35-89-В (Мандрица) и К-35-101-А (Микродендрон)*. М-во на околната среда и водите. 64 с.

Саров, С., Войнова, Е., Московски, С., Железарски, Т., Георгиева, И., Николов, Д., Найденов, К., Недкова, К., Петров, Н., Марков, Н., Маринова, Р. 2008к. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-86-Г (Мадан)*. М-во на околната среда и водите. 47 с.

Саров, С., Войнова, Е., Московски, С., Железарски, Т., Георгиева, И., Николов, Д., Найденов, К., Недкова, К., Петров, Н., Марков, Н., Маринова, Р. 2008л. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България М 1:50 000, к. л. К-35-86-Б (Устово)*. М-во на околната среда и водите. 58 с.

Смирнов, В., Желязкова-Панайотова, М., Гинзбург, А., Григориен, В., Яковлев, Г. 1986. *Геология на рудните находища*. С., Наука и изкуство. 353 с.

Спиридонов, Х., Риверо, Ф. 1978. Дешифриране кольцевых морфоструктур на самолетных снимках Родопского массива. – *Пробл. геогр.*, 2, 56-64.

Станишева, Г. 1962. Минералогия и химизъм на хро-

митовите руди при Добромирци, Кърджалийско. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 23, 2, 149-165.

Стойков, Х., Божков, И. 1991. *Уранови находища*. С. Спектър. 235 с.

Стойнова, М. 1988. Лъкинско рудно поле. – В: Димитров, Р. (ред.) *Оловно-цинковите находища в България*. С., Техника. 79-90.

Стоянов, Р. 1979. *Металлогения Родопского срединного массива*. М. Недра, 180 с.

Страшимиров, С., Георгиев, В., Митов, В. 1985. Минералотермометрични изследвания на находищата Батанци, Крушев дол, Бориева и Градище от Маданското рудно поле. – *Год. ВМГИ*, 31, 2, 67-78.

Тарасова, Е. 1999. Ni-Co-Fe сулфоарсениди и сулфиди и техните минерални парагенези от Звездел-Пчелоядското рудно поле, Източни Родопи. – *Геохим., минерал. и петрол.*, 36, 137-147.

Титоренкова, Р. 2006. *Минераложки особености на циркон от палеозойски метагранити в Огражден планина, Сърбо-Македонски масив, Югозападна България*. Автореф. дисерт. д-р. БАН. 30 с.

Тодоров, Т. 1989. Флуорит. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника. 178-196.

Тодоров, Т., Ангелов, А. 1992. Сулфидно-барит-флуоритова минерализация в находище Югово, Централни Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 53, 3, 33-48.

Тодоров, Т., Федерчук, В. 1993. Антимоновата минерализация в Рибновското рудно поле, Югозападна България. – *Рудообр. процеси и минер. находища*, 33, 11-26.

Тодорова, Т. 1972. Върху генезиса на феритните образувания в Източните Родопи. – *Изв. Геол. инст., сер. стратигр. и литол.*, 21, 221-231.

Тодорова, Т. 1988. Халузитово-каолиновитови глини. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 1. Екзогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника. 72-77.

Трашлиев, С. 1989. Графит. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника. 238-244.

Трашлиев, С. (ред.) 1988. *Неметални полезни изкопаеми в България, 1. Екзогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника, 268 с.

Трашлиев, С. (ред.) 1989. *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника. 260 с.

Трашлиев, С. 1989. Магнезит. – В: Трашлиев, С. (ред.) *Неметални полезни изкопаеми в България, 2. Ендогенни промишлени минерали и скали*. С., Техника. 154-159.

Харковска, А. 2004. Палеогенски вулканокластити от Западна България – обзор и проблематика. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 65, 1-3, 77-87.

Харковска, А., Велинов, И. 2002. Нови данни за генезиса на вторичните кварцити от находище „Стоманово“ – Централни Родопи. – *Минно дело и геология*, 62, 9, 27-33.

Харковска, А., Янев, Й., Бонев, Д. 1981. Лозенский вулкан. – В: *Палеогеновый вулканизм в Местенском грабене, Централных и Восточных Родопях (Южная Болгария)*. С., БАН, 74-88.

Цветанов, Р., Бресковска, В. 1984. Лиственисти и орудявания от рудопроявление Света Марина, Хасковско. – *Год. Соф. унив., Геол.-геогр. фак.*, 1, 77, 1, 75-89.

- Чаталов, Г. 1985. Принос към стратиграфията и литологията на Сакарския тип триас. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 46, 2, 127-144.
- Чешитев, Г., Кънчев, И. (ред.) 1989. *Геоложка карта на България в М 1:500 000*. Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране, С.
- Щеглов, А. 1968. *Металлогения областей автономной активизации*. Л., Недра. 180 с.
- Щеглов, А. 1971. *Металлогения срединных массивов*. М., Недра. 248 с.
- Янев, Й. 1981а. Ардинской грабеновой синклинали. – В: *Палеогеновый вулканизм в Местенском грабене, Централных и Восточных Родопах (Южная Болгария)*. Проблемная комиссия IX, МС АНСС, БАН, 44-54.
- Янев, Й. 1981б. Вулканизм в Момчилградском понижении и Ардинской грабеновой синклинали. – В: *Палеогеновый вулканизм в Местенском грабене, Централных и Восточных Родопах (Южная Болгария)*. С., БАН, 44-55.
- Янев, Й. 1990. *Киселият вулканизъм на Боровишката калдера и нейната рамка*. Хабилитац. труд, Геол. инст., С. 170 с.
- Янев, Й. 2007. Долноолигоценската Дъждовнишка свита (нова свита) в Източните Родопи: описание и вулканоложка интерпретация. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 68, 1-3, 131-142.
- Янев, Й., Марчев, П. 1981. Вулканизм в Боровицкой вулканотектонической депрессии. – В: *Палеогеновый вулканизм в Местенском грабене, Централных и Восточных Родопах (Южная Болгария)*. С., БАН, 89-94.
- Янев, Й., Караджова, Б., Андреев, А. 1983. Распределение щелочей и генезис кислых вулканитов в части Восточно-Родопского палеогенового понижения. – *Geol. Balc.*, 13, 3, 15-44.
- Янев, Й., Стефанова, Д., Йосифов, Г. 1968. Геоложки строеж на олигоценския вулкан Перперек, Кърджалийско. – *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 17, 327-345.
- Янев, Й., Харьковска, А., Бонев, Д. 1989. Приабоновым вулкан Лозен. – В: *Альпийский магматизм Средногории и Восточных Родоп и связанная с ним металлогения*. Путеводитель экскурсии Е-2. XIV конгр. КБГА, С., 86-95.
- Янев, Й., Харьковска, А., Маврудчиев, Б., Велчев, Ц., Ножаров, П., Дамянов, Д. 1975. О палеогеновом вулкане Лозен и его связи с глубинным строением Восточных Родоп. – *Изв. геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 2, 90-102.
- Янишевски, А. 1937. Принос към геологията на Чепеларската и Лъкавишката рудоносни области в Средните Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 9, 2, 67-92.
- Яранов, Д. 1960. *Тектоника на България*. С., Техника. 283 с.
- Alexiev, B. 1968. Clinoptilolite des Rodopes du Nord-East. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 21, 10, 1093-1095.
- Aleksiev, B., Djourova, E. 1974. Zeolite rocks: classification and nomenclature. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 27, 3, 373-374.
- Aleksiev, B., Djourova, E. 1975a. On the origin of zeolite rocks. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 28, 4, 517-520.
- Aleksiev, B., Djourova, E. 1975b. Mordenite zeolitites from the North-Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 29, 6, 865-867.
- Aleksiev, B., Djourova, E., Milakovska-Vergilova, Z. 1997. Geology of the Oligocene Zeolite Rocks in NE Rhodopes, Bulgaria: A Review and New Data. – In: Kirov, G., Filizova, L., Petrov, O. (eds.), „Natural zeolites“, Sofia '95. Pensoft, Sofia-Moscow, 249-262.
- Aleksiev, B., Djurova, E., Milakovska-Vergilova, Z. 2000. Zeolitic rocks from the Mezek mountain, NE Rhodopes. – *Ann. Sofia Univ., geol.-geogr. fac.*, 92, 1, 159-165.
- Arkadaskiy, S., Böhm, C., Heaman, L., Cherneva, Z., Stancheva, E. 2000. New U-Pb age result from the Central Rhodope Mts, Bulgaria. – In: *ABCD-GEODE, Workshop – Borovets, Bulgaria, Abstracts*, 1, 5.
- Arkadaskiy, S., Böhm, C., Heaman, L., Ovcharova, M., Cherneva, Z., Stancheva, E. 2003. Remnants of Neoproterozoic oceanic crust in the Central Rhodope metamorphic complex, Bulgaria. – In: *The Geological Society of America Vancouver Annual Meeting, GS*, 3-62.
- Atanasov, G., Goranov, A. 1984. On the Paleogeography of the Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 37, 6, 783-784.
- Bates, R., Jackson, J. (eds). 1980. *Glossary of geology*. American Geological Institute, Falls Church, Virginia, 749 p.
- Bonev, N. 1996. Tokachka shear zone southwest of Krumovgrad in Eastern Rhodopes, Bulgaria: an extensional detachment. – *Ann. Sofia Univ., geol.-geogr. fac.*, 89, 1, 97-106.
- Bonev, N., 2006. Cenozoic tectonic evolution of the eastern Rhodope massif (Bulgaria): Basement structure and kinematics of syn- to postcollisional extensional deformation. – In: Dilek, Y., Pavlides, S. (eds.), *Post-collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia*. Geological Society of America, Special Paper 409, 211-235.
- Bonev, N., Stampfli, G. 2003. New structural and petrologic data on Mesozoic schists in the Rhodope (Bulgaria): geodynamic implications. – *C. R. Geoscience*, 335, 691-699.
- Bonev, N., Marchev, P., Singer, B. 2006. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology constraints on the Middle Tertiary basement extensional exhumation, and its relation to ore-forming and magmatic processes in the Eastern Rhodope (Bulgaria). – *Geodinam. Acta*, 19, 265-280.
- Bonev, N., Spikings, R., Moritz, R., Marchev, P. 2010a. Timing of extensional exhumation of the Eastern Rhodope high-grade basement (Bulgaria): ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints. – In: „*Proceedings of the annual scientific conference of BGS*“. Sofia, 117-118.
- Bonev, N., Marchev, P., Ovcharova, M., Moritz, R., Ulianov, A. 2010b. U-Pb LA-ICP/MS zircon geochronology of metamorphic basement and Oligocene volcanic rocks from the SE Rhodopes: inferences for the geological history of the Eastern Rhodope crystalline basement. – In: *Proceedings of the annual scientific conference of BGS. Sofia*, 115-116.
- Boyanov, I., Trifonova, E. 1978. New data of age of the phylitoid complex from the Eastern Rhodopes. – *Geol. Balc.*, 8, 1, 3-22.
- Boyanov, I., Goranov, A. 2001. Late Alpine (Paleogene) superimposed depressions in part of Southeast Bulgaria. – *Geol. Balc.*, 31, 3-4, 3-36.
- Boyanov, I., Ruseva, M. 1989. Lithostratigraphy and tectonic position of the Mesozoic rocks from the East Rhodopes. – *Geologica Rhodop.*, 1, 22-33.
- Boykova, A. 1999. Moho discontinuity in central Balkan Peninsula in the light of the geostatistical structural analysis. – *Physic. Earth and Plan. Int.*, 144, 49-58.
- Breskovska, V. 1997. Mineralogy of gold from Madjarovo ore field. – *Geology and mineral resources*, 5, 27-30.
- Breskovska, V., Tarkian, M. 1993. Mineralogy and fluid inclusion study of polymetallic veins in the Madjarovo ore field, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Min. Petr.*, 49, 103-118.
- Burchfield, B. C., Nakov, R., T. Tankov. 2003. Evidence

from the Mesta half-graben, SW Bulgaria, for the Late Eocene beginning of Aegean extension in the Central Balkan peninsula. – *Tectonophysics*, 375, 61-76.

Carrigan, C. W., Mukasa, S., Haydoutov, I., Kolcheva, K. 2003. Ion microprobe U-Pb zircon ages of pre-Alpine rocks in the Balkan, Sredna Gora and Rhodope terranes of Bulgaria: Constraints on Neoproterozoic and Variscan tectonic evolution. – *Journal Czech Geological Society, Abstracts*, 48, 1-2, 32-33.

Cherneva, Z., Ovcharova, M., Arkadaskiy, S., von Quadt, A., Peytcheva, I. 2003. Accessory minerals behaviour during Eocene melting of Hercynian granitoids in the Central Rhodopian Dome, Bulgaria. – In: *Programme and Abstracts „Final GEODE-ABCD, 2003' Workshop“*, Austria, 25-26.

Cherneva, Z., Ovcharova, M., von Quadt, A., Kolcheva, K., Stancheva, E., Sarov, S., Peytcheva, I. 2002. Monacite and U-Pb ages of migmatites from Arda River Valley, Central Rhodopian Dome, Bulgaria. – In: *„Proceedings of the annual scientific conference of BGS“*, Sofia, 20-22.

Cvijič, J. 1904. Die Tektonik der Balkanhalbinsel mit besonderer Berücksichtigung der neueren Fortschritte in der Kenntniss der Geologie von Bulgarien, Serbien und Makedonien. – In: *C. R. IX Congr. Geol. Intern.*, 1, Vienne. 347-370.

Dabovski, Ch. 2006. Structure and geodynamics of the Balkan region: A review. – In: Milev, G., Dabovski, C. (eds.), *Geodynamics of the Balkan Peninsula, Reports on Geodesy*. Warsaw University of Technology, 5, 35-47.

Dabovski, Ch., Harkovska, A., Kamenov, B., Mavrudchiev, B., Stanisheva-Vassileva, G., Yanev, Y. 1989. *Map of the Alpine magmatism in Bulgaria, scale 1:1 000 000 (A Geodynamic Approach)*. CIPP Cartography, Sofia.

Dabovski, Ch., Harkovska, A., Kamenov, B., Mavrudchiev, B., Stanisheva-Vassileva, G., Yanev, Y. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. – *Geol. Balc.*, 21, 4, 3-15.

Dabovski, Ch., Boyanov, I., Chrishev, Ch., Nikolov, T., Sapunov, I., Yanev, Y., Zagorchev, I. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. – *Geol. Balc.*, 32, 2-4, 9-15.

Dictionary of mining, mineral, and related terms. 1996. U.S. Bureau of Mines, 533 p.

Dimitrov, D., Plushev, E., Petrova, K. 1996. Comparison and model of epithermal deposits in the Eastern Rhodopes. – In: *„Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region“*. Univ. Mining and Geology, 2, 87-93.

Djourouva, E. 1976. Analcime zeolitites from the North-Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 29, 7, 1023-1025.

Djourouva, E., Milakovska-Vergilova, Z. 1996. Redeposited zeolitic rocks from the NE Rhodopes, Bulgaria. – *Mineral. deposita*, 31, 523-528.

Dokov, R., Vassileff, L., Staikov, M., Simov, S., Panayotov, A. 1989. *Metallogenic Map of Bulgaria, scale 1:1 000 000*. CIPP Cartography, Sofia.

Georgiev, S., Marchev, P. 2005. Oligocene pyroclastic rocks and a petrified forest in the Nanovitsa depression. – *Geochem., mineral. and petrol.*, 42, 47-65.

Georgiev, V. 1993. Metallogeny of Mo and Au-Pb-Zn mineralizations in Spahievo ore field (South-Eastern Bulgaria). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 46, 11, 81-84.

Georgiev, V. 2002. Zlatoustovo volcanotectonic depression (Eastern Rhodopes). – In: *„Modern problems of the Bulgarian geology“*. Sofia, 14-17.

Georgiev, V. 2003. Volcanic and metallogenic evolution of the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 46, 1, 31-36.

Georgiev, V. 2004. Late Alpine geodynamic and metallogeny of the Morava-Rhodope zone. – In: *Ann. scientific conference „Geology 2004“*, *Proceedings*, 18-20.

Georgiev, V. 2005. Late Alpine tectonic and magmatism in the Eastern Phodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 58, 1, 47-52.

Georgiev, V. 2006. Tertiary domes and depressions in the Rhodope massif. – In: *Ann. Scientific conf. „Geosciences 2006“*, *Proceedings*, 106-109.

Georgiev, V., Milovanov, P. 1990. Volcanotectonic position and metallogenetic peculiarities of the Spahievo ore field (the Northeast Rhodopes). – *Geol. Rhodopica*, 2, 362-369.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2001. Volcanism in the Momchilgrad volcanotectonic depression. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 54, 3, 63-66.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2003a. Magmatic complexes in the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 46, 1, 37-42.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2003b. Petrochemical features of the magmatic activity in the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 9, 27-32.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2003c. Some trace element distribution in the magmatic rocks from the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 10, 75-80.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2004. Petrochemical features of the Late Alpine late extensional magmatism in the Eastern Rhodopes. – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 47, 1, 63-68.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2005. Late alpine magmatic groups and complexes in the Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 58, 1, 53-58.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2006a. Distribution of some rare elements in the Paleogene Satnitsa Magmatic Group, Eastern Rhodopes. – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 49, 1, 91-96.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2006b. Petrochemical features of the Paleogene Satnitsa Magmatic Group, Eastern Rhodopes. – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 49, 1, 97-102.

Georgiev, V., Milovanov, P. 2007. Petrochemical Peculiarities of Cham Dere Paleogene Magmatic Group, Eastern Rhodopes. – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 50, 89-94.

Georgiev, V., Milovanov, P., Monchev, P. 2003. K-Ar dating of the magmatic activity in the Momchilgrad volcanotectonic depression. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 8, 49-54.

Georgiev, V., Milovanov, P., Monchev, P. 2008. Strontium isotope studies of the Late Alpine extensional magmatism in Eastern Rhodopes. – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 51, 1, 103-108.

Georgiev, V., Malinov, O., Milovanov, P., Nikova, L. 1996. Metallogeny of the Spahievo ore field, SE Bulgaria. – In: Popov, P. (ed.), *Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region*. Univ. Mining and Geol. „St. Ivan Rilski“, 2, Sofia, 75-79.

Georgiev, V., Kolkovski, B., Metodiev, N., Milovanov, P. 2002. Metallogeny of the Zlatoustovo volcano-tectonic depression (Eastern Rhodopes). – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 45, 1, 51-56.

Georgieva, M., Cherneva, Z., Kolcheva, K., Sarov, S., Gerdjikov, I., Voinova, E. 2002. P-T metamorphic path of silimanite-bearing schists in an extensional shear zone, Central Rhodopes, Bulgaria. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 39, 81-92.

Gerdjikov, I., Ivanov, Z. 2000. Main features of Pre-tertiary basement of the Maritza area. – *Ann. Sofia Univ., geol.-geogr. fac.*, 92, 1, 13-21.

Gervilla, F., Gonzalez-Jimenez, J-M., Kerestedjian, T., Glavev, B. 2008. Geochemistry of platinum group elements in

- chromitites from the Rhodope Massif (Bulgaria). – *Macla*, 9, 115-116.
- Gonzalez-Jimenez, J-M., Gervilla, F., Proenza, J. A., Kerestedjian, T., Auge, T., Bailly, L. 2009. Zoning of laurite (RuS₂) – erlichmanite (OsS₂): implications for the origin of PGM in ophiolite chromitites. – *European Journal of Mineralogy*, 21, 419-432.
- Goranov, A. 1982. Paleogene molasses. – In: „*Molasse formation in Bulgaria*“, PC IX ASSC, 3, 3, 38-46.
- Goranov, A., Atanasov, G. 1989. Lithostratigraphy subdivision of the East Rhodope and Upper Thracian Paleogene. – *Geol. Rhodopica*, 1, 14-21.
- Goranov, A., Atanasov, G. 1992. Lithostratigraphy and formation condition of Maastrichtian-Paleocene deposit in Krumovgrad District. – *Geol. Balc.*, 22, 3, 71-82.
- Graf, J. 2001. *Alpine Tectonics in Western Bulgaria: Cretaceous Compression of the Kraiste Region and Cenozoic exhumation of the Crystallin Osogovo-Lisec Complex*. PhD thesis, ETH Zurich, 185 p.
- Harkovska, A., Pecskey, Z. 1997. The Tertiary magmatism in the Rouen magmato-tectonic zone (W. Bulgaria) – a comparison of new K-Ar ages and geological data. – In: *Proc. of „Magmatism, metamorphism and metallogeny of the Vardar zone and Serbo-Macedonian massif“*, IGCP 326 Project (Plate tectonic aspects of Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region), *Symp. Ann. meeting*, 137-142.
- Harkovska, A., Moskovski, S., Nedyalkov, R. 1994. Palaeogene volcanomictic sediments (epiclastics) in the south-eastern parts of Momchilgrad-Ardino volcanic region (SE Bulgaria). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 47, 10, 53-56.
- Harkovska, A., Milakovska-Vergilova, Z., Pecskey, Z. 2002. New data the paleogene section in Blateshnitsa Graben (Kraishte region, Eastern Bulgaria). – *Geologica Macedonica*, 15-16, 13-22.
- Harkovska, A., Pecskey, Z., Popov, M. 2004. The Kraishte magmato-tecktonic zone (Western Bulgaria). – *Geol. Balc.*, 34, 3-4, 3-9.
- Harkovska, A., Yanev, Y., Marchev, P. 1989. General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria. – *Geol. Balc.*, 19, 1, 37-72.
- Harkovska, A., Marchev, P., Machev, Ph., Pecskey, Z. 1998a. Paleogene magmatism in the Central Rhodope area, Bulgaria – A review and new data. – *Acta Vulcanol.*, 10, 2, 199-216.
- Harkovska, A., Pecskey, Z., Marchev, P., Popov, M. 1998b. How old the dykes of the Zvezdel swarm (Eastern Rhodopes, Bulgaria) are. – *Geol. Balc.*, 28, 1-2, 69-70.
- Harkovska, A., Pe-Piper, G., Stoykova, K., Nedyalkov, R., Moskovski, S. 1998c. Late Oligocene (Early Chattian) epiclastics and lava bodies of intermediate composition from the Eastern Rhodopes (Bulgaria). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 51, 7-8, 53-56.
- Haydoutov, I. 2002. Peri-Gondwanan terranes in the pre-Early Palaeozoic basement of the region of Bulgaria. – *Geol. Balc.*, 32, 2-4, 17-20.
- Haydoutov, I., Kolcheva, K., Daieva, L., Savov, I. 2001. Island arc origin of the Neoproterozoic Variegated Formations from East Rhodopes (Avren Synform and Bela Reka antiform), Bulgaria. – In: *Abstracts „EUROPROBE Meeting, METU“*. Ankara, 31-32.
- Haydoutov, I., Kolcheva, K., Daieva, L., Savov, I., Carrigan, C. 2004. Island arc origin of the Variegated Formations from East Rhodopes, Bulgaria – Implications for the evolution of the Rhodope massif. – *Ofioliti*, 29, 2, 145-157.
- Heald, P., Foley, N., Hayba, D. 1987. Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite Types. – *Economic Geology*, 82, 1, 1-26.
- Hedenquist, J., Lowenstern, J. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. – *Nature*, 370, 519-527.
- Ivanov, R., Kopp, K.-O. 1969. Zur Tektonik des thrakischen Alttertiar-Bechens. – *Geotekt. Forsch.*, 31, 117-132.
- Ivanov, Z. 1989. Structure and tectonic evolution of central parts of the Rhodope massif. – In: „*Guide to excursion E-3, CBGA – XIV congress*“. Sofia, Bulg., 126 p.
- Ivanov, Z. 2000. Tectonic position, structure and tectonic evolution of Rhodope massif. – In: „*Guide to excursion ABCD – GEODE 2000, Workshop*“. Borovets, Bulgaria, 1-6.
- Ivanova, R., Stoykova, K., Yanev, Y. 2000. Acid pyroclastic rocks from the Sheinovets caldera, Eastern Rhodopes: Lithostratigraphy, characteristics and age. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 37, 47-56.
- Ivanova, R., Pecskey, Z., Yanev, Y. 2001a. K-Ar ages of the volcanic rocks from the Paleogene Sheinovets caldera, Eastern Rhodopes (Bulgaria). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 54, 3, 59-62.
- Ivanova, R., Yanev, Y., Iliev, Tz., Koleva, E., Popova, T., Popov, N. 2001b. Mineralogy, chemistry and ion-exchange properties of the zeolitized tuffs from the Sheinovets caldera, Eastern Rhodopes (South Bulgaria). – In: Galerneau, A., Di Renzo, F., Fajula, F., Vedrine, J. (eds.), *Studies in Surface Science and Catalysis*, 135. Elsevier, Amsterdam, 95-103.
- Kamenov, B., Peytcheva, I., Klain, L., Arsova, K., Kostitsin, Y., Salnikova, E. 1999. Rila-West Rhodopes Batholith: Petrological and geochemical constraints for its composite character. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 36, 3-27.
- Kamenov, B., Vergilov, V., Dabovski, C., Vergilov, I., Ivchinova, L. 2010. The Sakar batholith – petrology, geochemistry and magmatic evolution. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 48, 1-37.
- Kerestedjian, T., Gervilla, F., Gonzalez-Jimenez, J-M., Proenza, J. 2006. New data on chromitites from Dobromirski, Eastern Rhodopes – In: *National Conference „Geosciences 2006“*, *Proceedings*. Sofia, BGS. 255-258.
- Kerestedjian, T., Gervilla, F., Gonzalez-Jimenez, J-M., Proenza, J. 2007. Godlevskite Ni₂S₈ from Dobromirski, Central Rhodopes, Bulgaria: First report for the country and genetic implications. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 45, 19-28.
- Kibarov, P., Marchev, P., Ovtcharova, M., Raicheva, R., Moritz, R. 2007. Petrology and geochronology of Iran Tepe volcano, Eastern Rhodopes, Bulgaria: Age relationship with the Ada Tepe gold deposit (preliminary data). – In: *A field conference „Advances in Regional Geological and Metallogenic Studies in the Carpathians, Balkans, Rhodope Massif and Caucasus (Romania, Serbia, Bulgaria and Georgia)“*, *Abstracts*. Rtanji Balasevic Motel, Bor area, Serbia, September 4-7, 2007.
- Kolcheva, K., Eskenazy, G. 1988. Geochemistry of metaeclites from the Central and Eastern Rhodope Mts. (Bulgaria). – *Geol. Balc.*, 18, 5, 61-78.
- Kolkovski, B., Georgiev, V. 2006. Late Alpine metallogeny of Western and Central Rhodopes. – In: *Proceedings „Geosciences 2006“*, *Sofia, BGS*. 235-238.
- Kožucharov, D., Savov, S. 1972. Stratigraphic correlation of the upper carboniferous sediments from the Istanbul area and the metamorphosed arcoses and greywackes from the Haskovo District. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 25, 5, 661-664.
- Krohe, A., Mposkos, E. 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (Northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks.

- In: Blundell, D., Neubauer, F., von Quadt, A. (eds.), *The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 206, 151-178.
- Kunov, A., Velinov, I., Nakov, R. 1995. Pickeringite, halotrichite and niter from the gold-silver deposit Obichnik (Eastern Rhodopes, Bulgaria) – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 48, 9-10, 95-98.
- Kunov, A. 2002. *Thermotectonic evolution of Kraishte, Western Bulgaria*. Unpublished PhD thesis, ETH, Zürich, 221 p.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Sreckeisen, A., Zanetin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lerouge, C., Kunov, A., Flehoc, C., Hikov, A., Lescuer, J.L., Petrunov, R., Velinova, N. 2006. Constraints of stable isotopes on the origin of alunite from advanced argillic alteration systems in Bulgaria. – *J. of Geochem. Exploration*, 90, 166-182.
- Lilov, P., Pecskey, Z., Goranov, A., Boyanov, I. 2000. Preliminary data on the K-Ar dating of the basic rocks from the region southerly of Momchigrad, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Geol. Balc.*, 30, 1-2, 13-17.
- Lilov, P., Yanev, Y., Marchev, P. 1987. K-Ar dating of the Eastern Rhodope Paleogene magmatism. – *Geol. Balc.*, 17, 6, 49-58.
- Lips, A. J. W. 2002. Correlating magmatic-hydrothermal ore deposit formation over time with geodynamic processes in SE Europe. – In: Blundell, D. J., Neubauer, F., von Quadt, A. (eds.), *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 204, 69-79.
- Lister, G., Davis, G. 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. – *J. Struct. Geol.*, 11, 65-94.
- Machev, Ph., Peytcheva, I., Kostitsin, Y., Rashkova, G. 2000. Magma Mingling and Mixing in the Teshovo Granitoid Pluton (South Pirin Mountain, Bulgaria). II. Isotope-Geochemical Evidence. – *Ann. Sofia Univ., geol.-geogr. fac.*, 93, 1, 163-172.
- Macheva, L., Peytcheva, I., von Quadt, A., Zidarov, N., Tarassova, E. 2006. Petrological, geochemical and isotope features of Lozen metagranite, Belasitza Mountain – evidence for widespread distribution of Ordovician metagranitoids in the Serbo-Macedonian Massif, SW Bulgaria. – In: *Proceedings „Geosciences 2006“*. Sofia, BGS. 209-212.
- Malinov, O., Nokov, S. 1984. Low-temperature molybdenite in quartz-adular metasomatite from the Madjarovo ore field. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 37, 10, 1351-1353.
- Maneva, B. 1996. Tectonic settings of the mineral deposits in the Bulgarian Rhodopes. – In: *Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region*, Univ. Mining and Geol., 1, Sofia, 99-105
- Mankov, S. 2006. The ore belt “Osogovo – Besna kobila” (ore formations, morphogenetic types of deposits and physico-chemical conditions of genesis). – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 49, 1, 119-130.
- Mankov, S., Antonov, M. 1996. Geological composition and metallogenic characteristic of the Kamilski Dol ore Field. – In: *Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region*. Univ. Mining and Geol., 2, Sofia, 203-251.
- Mankov, S., Velinov, I., Harizanov, H. 1984. A new genetic type of tellurium-bismuth mineralization in Bulgaria in the Kamilski Dol area, Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 37, 7, 887-890.
- Marchev, P., Rogers, G. 1998. New Rb-Sr data on the bottom and lava flow of the Madjarovo volcano: Inferences for the age and genesis of the lavas. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 34, 91-96.
- Marchev, P., Shanov, S. 1991. Potassium and silica variations in the Palaeogenic Macedonian-Rhodope-North Aegean Volcanic Belt: geodynamic and petrogenetic implications. – *Geol. Balc.*, 21, 2, 3-11.
- Marchev, P., Singer, B. 1999. Timing of magmatism, alteration-mineralization, and caldera evolution in the Spahievo ore field, Bulgaria, from laser-fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. – In: Stanley et al. (eds.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam, 1271-1274.
- Marchev, P., Singer, B. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of magmatism and hydrothermal activity of the Madjarovo base-precious metal ore district, eastern Rhodopes, Bulgaria. – In: Blundell, D., Neubauer, F., von Quadt, A. (eds.), *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 204, 137-150.
- Marchev, P., Arai, S., Vaselli, O. 2005. Layered plutones under the Eastern Rhodope metamorphic core complexes: Evidence from cumulate xenoliths in the Krumovgrad alkaline basalts. – In: *Proceedings of 80 years Bulgarian Geol. Soc.*, Sofia, 142-145.
- Marchev, P., Arai, S., Vaselli, O. 2006. Cumulate xenoliths in Oligocene alkaline basaltic and lamprophyric dykes from the eastern Rhodopes, Bulgaria: Evidence for the existence of layered plutons under the metamorphic core complexes. – *Geological Society of America. Special Paper*, 409, 237-258.
- Marchev, P., Raicheva, R., Larson, P. 1994. Magma mixing in a collisional setting: preliminary data from the Tertiary volcanism in the Eastern Rhodope mountain, Bulgaria. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 47, 3, 63-66.
- Marchev, P., Downes, H., Thirwall, M., Moritz, R. 2002a. Small-scale variations of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope composition of barite in the Madjarovo low-sulphidation epithermal system, SE Bulgaria: implication for sources of Sr, fluid fluxes and pathways of the ore-forming fluids. – *Mineral. Deposita*, 37, 669-667.
- Marchev, P., Singer, B., Moritz, R., Bonev, N. 2002b. Upper Eocene Ada Tepe and Rozino sedimentary-hosted Au deposits, Eastern Rhodopes: possible relation with core complex formation. – In: *„GEODE Study Center on Geodynamics and ore deposit evolution“*. Chateau de Passieres, near Grenoble, October 25-28 2002.
- Marchev, P., Nokov, S., McCoyd, R., Jeleu, D. 1997. Alteration processes and mineralizations in the Madjarovo Ore Field. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 32, 47-58.
- Marchev, P., von Quadt, A., Peytcheva, I., Ovtcharova, M. 2006. The age and origin of the Chuchuliga and Rozino granites, Eastern Rhodopes. – In: *Proceedings of „Geosciences 2006“*, Sofia, BGS. 213-216.
- Marchev, P., Harkovska, A., Pecskey, Z., Vaselli, O., Downes, H. 1997. Nature and age of the alkaline basaltic magmatism southeast of Krumovgrad, SE-Bulgaria. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 50, 4, 77-80.
- Marchev, P., Lilov, P., Amov, B., Arnaudov, V., Yordanov, Y. 1989. Major, trace element, and isotopic (Sr, Pb) zonation in the Eocen-Oligocene Rhodopes Magmatic Zone: evidence for subduction processes and crustal influence. – In: *Abstracts of XIV Congress CBGA*, Sofia, 226-229.
- Marchev, P., Kaiser-Rohrmeier, M., Heinrich, C., Ovtcharova, M., von Quadt, A., Raicheva, R. 2005. 2: Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: The Rhodope Massif of Bulgaria and Greece. – *Ore Geology Reviews*, 27, 53-89.

- Marchev, P., Singer, B., Andrew, C., Hasson, Sh., Moritz, R., Bonev, N. 2003. Characteristics and preliminary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data of the Upper Eocene sedimentary-hosted low-sulfidation gold deposits Ada Tepe and Rosino, SE Bulgaria: possible relation with core complex formation. – *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, 367-370.
- Marchev, P., Singer, B., Jeleu, D., Hasson, Sh., Moritz, R., Bonev, N. 2004a. The Ada tepe deposit: a sediment-hosted, detachment fault-controlled, low-sulfidation gold deposit in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria. – *Swiss Bull. Mineral. Petrol.*, 84, 1-2, 59-78.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M., Moritz, R. 2004b. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. – *Tectonophysics*, 393, 301-328.
- Marchev, P., Kibarov, P., Spikings, R., Ovtcharova, M., Marton, I., Moritz, R. 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb geochronology of the Iran Tepe volcanic complex, Eastern Rhodopes. – *Geol. Balc.*, 39, 3, 3-13.
- Marchev, P., Vasseli, O., Downes, H., Pinarelli, L., Ingram, G., Rogers, G., Raicheva, R. 1998. Petrology and geochemistry of alkaline basalts and lamprophyres: implications for the chemical composition of the upper mantle beneath the Eastern Rhodopes (Bulgaria). – In: Christofides, G., Marchev, P., Serri, G. (eds.), *Tertiary Magmatism of the Rhodopian Region*. Acta Vulcanol., 10, 233-242.
- Márton, I., Moritz, R., Spikings, R. 2010. Application of low-temperature thermochronology to hydrothermal ore deposits: Formation, preservation and exhumation of epithermal gold systems from the Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Tectonophysics*, 483, 240–254.
- Mavrudchiev, B., Boyanov, I., Josifov, D., Breskovska, V., Dimitrov, R., Gergelchev, V. 1996. Late alpine metallogeny of the Eastern Rhodope collision-collapse units and continental-rift structures. – In: *Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region*. Univ. Mining and Geol., Sofia, 1, 125-136.
- Milovanov, P. 1989. Location of the northern boundary of the Rhodope massif in the east Rhodopes – Bulgaria. – In: *Abstracts of „Hellenic-Bulgarian symposium on the geological and physico-geographical problems of the Rhodope massif“*, Thessaloniki, oct. 14-17 1989, p. 18.
- Milovanov, P., Georgiev, V., Monchev, P. 2003. Sr isotope chemistry of the magmatism from the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 9, 33-36.
- Milovanov, P., Georgiev, V., Monchev, P. 2005. K-Ar dating of the Paleogene Late extensional magmatism in the Eastern Rhodopes. – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 48, 1, 95-100.
- Mladenova, V. 2000. Microstructures and micromineralogy of stibnite from Chernichino deposit, Eastern Rhodopes, Bulgaria – a TEM study. – *Ann. Sofia Univ., geol.-geogr. fac.*, 92, 1, 85-93.
- Moskovski, S., Karloukovski, V., Milakovska, Z., Harkovska, A., Pringle, M. 2004. Lithological and magnetostratigraphic correlation of Paleogene sections in the Eastern Rhodopes (SE Bulgaria). – *Geologica Carpathica*. Bratislava, 55, 3, 251-260.
- Mukasa, S., Haydoutov, I., Carrigan, C., Kolcheva, K. 2003. Thermobarometry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of eclogite and gneissic rocks in the Sredna gora and Rhodope terranes of Bulgaria. – *Journal Czech Geological Society, Abstract*, 48, 1-2, 94-95.
- Nakov, R., Kerestedjian, T., Kunov, A., Arnaudov, V., Amov, B. 2001. New data for a Paleogene epithermal origin of gold mineralization in Kamilski Dol area, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 62, 1-3, 55-64.
- Neubauer, F. 2002. Contrasting Late Cretaceous with Neogene ore provinces in the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride collision belt. – In: Blundell, D. J., Neubauer, F., von Quadt, A. (eds.), *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. Geol. Soc. London, Special Publications, 204, 81-102.
- Nokov, S., Christova, J., Stanchev, Ch. 1992. Adularia amid hydrothermally altered granites from the Rozino epithermal gold deposit (Krumovgrad district). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 45, 8, 63-66.
- Ovtcharova, M., Cherneva, Z., von Quadt, A., Peytcheva, I. 2002. Migmatitic geochronology and geochemistry – a key to understanding the exhumation of the Madan dome (Bulgaria). – In: *Abstracts of „12 Ann. Goldschmidt Conf.“*. Davos, Switzerland, p. 573.
- Ovtcharova, M., Von Quadt, A., Heinrich, C. A., Frank, M., Kaiser-Rohrmeier, M., Peytcheva, I., Cherneva, Z. 2003a. Triggering of hydrothermal ore mineralization in the Central Rhodopean Core Complex (Bulgaria) – Insight from isotope and geochronological studies on tertiary magmatism and migmatization. – *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, 367-370.
- Ovtcharova, M. et al. 2003b. Isotope and Geochronological Study on Magmatism and Migmatization in the Central Rhodopean Core Complex, Bulgaria. – In: *Programme and Abstracts of the „Final GEODE-ABCD (2003) Workshop“*, Austria, p. 42.
- Peccherillo, A., Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 63-81.
- Pecskay, Z., Harkovska, A., Hadjiev, A. 2000. K-Ar dating of Mesta volcanics (SW Bulgaria). – *Geol. Balc.*, 30, 1-2, 3-11.
- Pecskay, Z., Harkovska, A., Zidarov, N., Zagorchev, I., Popov, M., Panteva, V. 2001. K-Ar dating of the Tertiary volcanic rocks from Ogravden and Maleshevska Mountains, South-western Bulgaria. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 54, 4, 71-75.
- Petrova, K., Stanchev, Ch. 1994. Mineralogy of the adularia-sericite type Au-Ag epithermal mineral occurrence of Obichnik (Eastern Rhodopes, Bulgaria). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 47, 8, 75-79.
- Peytcheva, I., von Quadt, A., Titorenkova, R., Zidarov, Z., Tarassova, E. 2005. Skrut Granitoids from Belassitsa Mountain SW Bulgaria: Constrains from Isotope-Geochronological and Geochemical Zircon Data. – In: *Proceeding Jubilee Intern. Conf. „80 years Bulg. Geol. Soc.“*. Sofia, BGS. 109-112.
- Peytcheva, I., von Quadt, A. 1995. U-Pb zircon dating of metagranites from Byala-reka region in the East Rhodopes, Bulgaria. – In: *Proc. „XV Congress of CBGA“*, Geol. Soc. Greece, Sp. Publ., 4, 627-631.
- Peytcheva, I., Sarov, S., Kostitsin, Y. 1995. Rb-Sr isotope-geochronological study of metagranites from the region of Belopoltsy-Zhelezino-Pelevun in the Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 48, 11-12, 67-70.
- Peytcheva, I., Ovtcharova, M., Sarov, S., Kostitsin, Y. 1998. Age and metamorphic evolution of metagranites from Kessebir Reka region, Eastern Rhodopes – Rb-Sr isotope data. – In: *Abstract Volume, „CBGA XVI Congress“*, 30.08-02.09.1998, Viena, Austria, p. 471.
- Peytcheva, I., Salnikova, E., Kostitsin, Y., Ovtcharova, M., Sarov, S. 2000. Metagranites from the Madam-Davidkovo dome, Central Rhodopes: U-Pb and Rb-Sr protholite and metamorphism dating. – In: *Abstract Volume, „ABCD-*

GEODE“, Bulgaria, 67 p.

Peytcheva, I., Von Quadt, A., Ovtcharova, M., Handler, R., Neubauer, F., Salnikova, E., Kostitsyn, Yu., Sarov, S., Kolcheva, K. 2004. Metagranitoids from the eastern part of Central Rhodopean Dome (Bulgaria): U-Pb, Rb-Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar timing of emplacement and exhumation and isotope-geochemistry features. – *Mineralogy and petrology*, 82, 1-31.

Radonova, T. 1972. Alunite from secondary quartzites, Spahievo ore field. – *Bull. Geol. Inst., Ser. Geochem., mineral. and petrol.*, 21, 85-93.

Raeva, E., Peytcheva, I., Ovtcharova, M., Cherneva, Z. 2008. U-Pb zircon dating of granites and orthogneisses from the Madan unit in the Arda river valley, Central Rhodopes, Bulgaria. – In: *Proceedings of „Geosciences 2008“*. Sofia, BGS. 37-38.

Raicheva, R., Marchev, P. 2006. Role of magma mixing in the petrogenesis of the volcanic rocks from Zvezdel palaeovolcano. – In: *Proceedings of „Geosciences 2006“*, Sofia, BGS. 217-220

Raicheva, R., Marchev, P., Vaselli, O. 1998. Mixed and mingled lavas at Oligocene Madjarovo volcano, Eastern Rhodopes (Bulgaria). – In: Abstracts „XVI Congress CBGA“, Aug. 30 – Sept. 2, 1998, Vienna (Austria), 505 p.

Raicheva, R., Marchev, P., Vaselli, O., 2001. Mixed and mingled lavas at Lower Oligocene Madjarovo and Zvezdel volcanoes, Eastern Rhodopes (Bulgaria). – *Romanian Journ. Mineral. Deposits*, „ABCD-GEODE 2001 workshop“, Abstract volume, Vata Bai, Romania, June 8-12, 2001, 88-89.

Raynov, N., Popov, N., Yanev, Y., Petrova, P., Popova, T., Hristova, V., Aranasova, R., Zankarka, R. 1997. Geological, mineralogical and technological characteristic of zeolitized (clinoptilolitized) tuffs deposits in the Eastern Rhodopes, Bulgaria. – In: Kirov, G., Filizova, L., Petrov, O. (eds.), *Natural Zeolites, Sofia '95*. Pensoft, 263-275.

Rice, M. R., McCoyd, R. J., Boyce, A. J., Marchev, P. 2007. Stable isotope study of the mineralization and alteration in the Madjarovo Pb-Zn district, south-east Bulgaria. – *Mineral. Deposita*, 42, 691-713.

Ricou, L.-E., Burg, J.-P., Godfriaux, I., Ivanov, Z. 1999. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. – *Geodinamica acta*, Paris, 11, 6, 285-309.

Serafimovski, T., Volkov, A., Tasev, G. 2008. Types of gold deposits in Macedonia. – In: *Proc. „Conf. Mac. Geol. Soc.“*, Scopie, October, 2008, 187-192.

Singer, B., Marchev, P. 2000. Temporal evolution of arc magmatism and hydrothermal activity, including epithermal gold veins, Borovitsa caldera, Southern Bulgaria. – *Econ. Geol.*, 5, 1155-1164.

Soldatos, T., Christofides, G. 1986. Rb-Sr geochronology and origin of the Elatia Pluton, Central Rhodope, North Greece. – *Geol. Balc.*, 16, 1, 15-23.

Tarassov, M., Tarassova, E., Peytcheva, I., von Quadt, A. 2004. Th-U-Pb electron microprobe age dating of monazite from Igralishte and Klissura granites: preliminary data. – In: *Proceeding of Ann. scientific conference „Geology 2004“*, Sofia, BGS. 86-91.

Velinov, I., Nokov, S. 1991. Main types and metallogenic significance of the Madjarovo hydrothermally altered Oligocene volcanics. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 44, 9, 65-68.

Velinov, I., Katskov, N., Soukov, A. 1972. First information on secondary quartzites on Paleogene rhyolites in the Middle Rhodope massif. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 25, 9, 1249-1252.

Velinov, I., Kanazirski, M., Kunov, A. 1990. Formational nature and physicochemical conditions of formation of the meta-

somatic rocks in the Spahievo ore field (Eastern Rhodope Mts., Bulgaria). – *Geol. Balc.*, 20, 4, 49-63.

Velinov, I., Kunov, A., Velinova, N. 2007. *The metasomatic secondary quartzite formation in Bulgaria*. Prof. Marin Drinov Acad. Publ. House, Sofia, 198 p.

Von Quadt, A., Peytcheva, I. 1995. U-Pb zircon ages of metagranites from the Byala-reka region – evidence for a Variscian orogen in the Rhodope massif. – *Terra Nostra*, Potsdam, Oct. 1995, 103-105.

Von Quadt, A., Peytcheva, I. 2005. The Southern Extension of the Srednogorie Type Upper Cretaceous Magmatism in Rila-Western Rhodopes: Constraints from Isotope-Geochronological and Geochemical Data. – In: *Proceedings of Jubilee International Conference „80 years Bulgarian Geological society“*, 113-116.

Von Quadt, A., Peytcheva, I., Sarov, S., Naydenov, K., Georgiev, N. 2008. Metamorphic rocks from Dospat area of Western Rhodopes – convectional and in situ U-Pb zircon dating, isotope tracing and correlations. – In: *Proceedings of „Geosciences 2008“*, Sofia, BGS. 33-34.

Von Quadt, A., Sarov, S., Peytcheva, I., Voynova, E., Petrov, N., Nedkova, K., Naydenov, K. 2006a. Metamorphic rocks from northern parts of Central Rhodopes – conventional and in situ U-Pb zircon dating, isotope tracing and correlations. – *Mineralogy and Petrology*, 82, 1-31.

Von Quadt, A., Sarov, S., Peytcheva, I., Voynova, E., Petrov, N., Nedkova, K., Naydenov, K. 2006b. Metamorphic rocks from northern parts of Central Rhodopes – conventional and in situ zircon dating, isotope tracing and correlations. – In: *Proceedings of „Geosciences 2006“*. Sofia, BGS. 225-228.

Von Quadt, A., Graf, J., Bernoulli, D. 2000. Pre-Variscan and Tertiary magmatism in Western Bulgaria (Kraishte) based on U-Pb single zircon analyses, trace and REE element distribution and Sm/Nd-Rb/Sr investigation. – In: „*ABCD-GEODE 2000, Workshop*“. Borovets, Bulgaria, p. 91.

Von Quadt, A., Kaiser-Rohrmeier, M., Heinrich, C. A., Peytcheva, I. 2012. Post-Orogenic Extension and Hydrothermal Ore Formation: High-Precision Geochronology of the Central Rodopian Metamorphic Core Complex (Bulgaria – Greece). – In: *Geological schools of Bulgaria, The school of Prof. Zhivko Ivanov, Internat. Confer.*, Sofia. 29-30 march 2012, 5-6.

Wortel, M., J., R., Spakman, W. 2000. Subduction end Slab Detachment in the Mediterranean-Carpate Region. – *Science*, 290, 1910-1917.

Yanev, S. 2000. Paleozoic terranes of the Balkan Peninsula in the framework of Pangea assembly. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 161; 151-177.

Yanev, Y. 1985. Perlites in the East Rhodopes, Bulgaria. – In: *World congress on non-metallic minerals, Summary 2*. Belgrade, Yugoslavia, 275-287.

Yanev, Y. 1995. General characteristics of the late Paleogene collision volcanism in the Rhodopes. – In: *Sofia Zeolite Meeting 95, Intern. Simposium, Guide to the Post-meeting*, 3-19.

Yanev, Y. 1998. Petrology of the Eastern Rhodopes Paleogene Acid Volcanics, Bulgaria. – *Acta Vulcanologica*, 10, 2, 265-277.

Yanev, Y. 2003a. Petrology of Golobradovo perlite deposit, Eastern Rhodopes. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 40, 1-20.

Yanev, Y. 2003b. Mantle source of the paleogene collision-related magmas of the Eastern Rhodopes (Bulgaria): Characteristics of the mafic magmatic rocks. – *N. Jb. Miner. Abh.*, 178, 2, 131-151.

Yanev, Y. 2007. Eastern Rhodopes perlite deposits (Bulgaria). – In: 6. „*Endüstriel Hammaddeler Semposyumu*“, İzmir, Türkiye, 01-03 Şubat 2007, 289-298.

Yanev, Y., Innoceti, F., Manetti, P., Serri, G. 1995. Paleogene collision magmatism in Eastern Rhodopes (Bulgaria). – In: *Western Thrace (Greece): Temporal migration, petrochemical zoning and geodynamic significance*. Geol. Soc. Greece, Sp. Publ., 4, 578-583.

Yanev, Y., Innoceti, F., Manetti, P., Serri, G. 1998. Upper Eocene-Oligocene Collision-related Volcanism in Eastern Rhodopes (Bulgaria) – Western Thrace (Greece): Petrogenetic Affinity and Geodynamic Significance. – *Acta Vulcanologica*, 10, 2, 279-291.

Yanev, Y., Pecsckay, Z. 1997. Preliminary data on the petrology and K-Ar dating of the Oligocene volcano Briastovo, Eastern Rhodopes. – *Geochem. Mineral. and Petrol.*, 32, 59-66.

Yanev, Y., Cocheme, J.-J., Ivanova, R., Grauby, O., Bulet, E., Pravchanska, R. 2006. Zeolites and zeolitization of acid pyroclastic rocks from paroxysmal Paleogene volcanism, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *N. Jb. Miner. Abh.*, 182, 3, 265-283.

Zagorčev, I. 2002. Radioisotopic data and geodynamic interpretations in the eastern part of the Balkan Peninsula. – *Geol. Balc.*, 32, 2-4, 21-26.

Zharikov, V., Pertsev, N., Rusinov, V., Callegari, E., Fettes, D. 2007. Metasomatism and metasomatic rocks. – In: Fettes, D., Desmons, J. (eds.), *Metamorphic rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge university press, 256 p.

Zhelyazkova-Panayotova, M., Economou-Eliopoulous, M. 1994. Platinum-group minerals and gold concentration in oxide and sulfide mineralizations from ultramafic rocks in Bulgaria. – *Ann. Sofia Univ., geol.-geogr. fac.*, 93, 1, 86, 196-218.

Zidarov, N., Andreichev, V., Tarassova, E. 2002. Rb-Sr data for Jurassic granites bodies in Belassitza Mountain SW Bulgaria. – In: „*Modern problems of the Bulgarian geology*“. Sofia, 21-22, Nov. 2002, 23 p.

Zidarov, N., Peytcheva, I., von Quadt, A., Tarassova, E., Andreichev, V. 2004. Timing and magma sources of Igralishte pluton (SW Bulgaria): preliminary isotope-geochronological and geochemical data. – In: *Proceeding of Annual scientific conference „Geology 2004“*. Sofia, BGS. 116-118.

Фондова литература

Бедринов, И., Драгоманов, Л., Скендеров, Г. 1994ф. *Обяснителна записка към картен лист Смолян (К-34-XIX) от „Металогенна карта по урана на България в М 1:200 000“*. Нац. геофонд, I-1225.

Божинов, К. 1984ф. *Геоложки доклад за резултатите от геологопроучвателните работи за бентонитови глини в находище „Доброволец“ – Кърджалийски окръг, с изчисляване и преизчисляване на запасите от бентонит за металолението (по БДС-5669-75) по състояние към 01.01.1984 г.* Нац. геофонд, II-1186.

Брънкин, К. и др. 1980ф. *Доклад за извършеното детайлно геоложко картиране на клиноптилолитовите зоолити от находище Бели пласт, Кърджалийско, през 1976 г., с изчисляване на запасите по състояние към 01.01.1981.* Нац. геофонд, II-1080.

Брънкин, К. и др. 1983ф. *Доклад за извършеното детайлно геоложко картиране на клиноптилолитовите зоолити от находище Мост, Кърджалийско, през 1979-1982 г., с изчисляване на запасите по състояние към 01.01.1984.* Нац. геофонд, II-1180.

Брънкин, К. 1987ф. *Доклад за проведеното търсене с геоложка оценка (етап ГД-2.1) на цветни бентонитови глини в участък „Белия баир“ и детайлно проучване (етап ГД-5) на цветни бентонитови глини в участък „Зимзелен“*

от Кърджалийското находище с изчисляване на запасите за участък „Зимзелен“ към 01.01.1987 год. Нац. геофонд, II-1217.

Георгиев, В. и др. 1995ф. *Доклад за резултатите от геоложкото картиране в М 1: 25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна оценка на минералните ресурси на част от Източните Родопи между селата Сусам, Б. Ботево, Пчеларово и Комунига, проведено през 1994 г.* Нац. геофонд. IV-427.

Георгиев, В. и др. 1996ф. *Доклад за резултатите от геоложкото картиране в М 1: 25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна оценка на минералните ресурси на част от Източните Родопи между гр. Кърджали и селата Книжовник, Черноочене и Перперек, проведено през 1995 г.* Нац. геофонд. IV-436.

Георгиев, В. и др. 1997ф. *Доклад за резултатите от геоложкото картиране в М 1: 25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна оценка на минералните ресурси на част от Източните Родопи между гр. Кърджали и селата Биволяне, Поточница и Ляковец, проведено през 1996 г.* Нац. геофонд. IV-446

Георгиев, В. и др. 1998ф. *Доклад за резултатите от геоложкото картиране в М 1: 25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна оценка на минералните ресурси на част от Източните Родопи между градовете Момчилград и Джебел и с. Звездел, проведено през 1997 г.* Нац. геофонд. IV-456.

Георгиев, В. и др. 1999ф. *Доклад за резултатите от геоложкото картиране в М 1: 25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна оценка на минералните ресурси на част от Източните Родопи между гр. Маджарово и селата Тънково, Ефрем и Бориславци на площ от 450 кв. км, проведено през 1998 г.* Нац. геофонд. IV-461.

Димитров, Р., Байрактаров, И. 1992ф. *Обяснителна записка към металогенно-прогнозната карта на България в М 1:200 000, картен лист К-34-XVIII (Перник).* Нац. геофонд, 1079.

Димова, П., Консулов, Ц., Рибаров, Й., Монеv, М. 1996. *Попско-Белополско рудно поле. Обзор и анализ на резултатите от извършените ГПП по Au-Ag-полиметалното находище Попско за времето от 1965 до 1992 г. Оценка на ресурсите от Au-Ag-полиметални руди към 01.01.1995.* Нац. геофонд, I-1264.

Драгоманов, Л., Скендеров, Г., Бедринов, И., Бойков, Д. 1994ф. *Обяснителна записка към картен лист Хасково (К-34-XX) от „Металогенна карта по урана на България в М 1:200 000“*. Нац. геофонд, I-1225.

Желев, Д., Желева, Ц., Игнатова, Л., Яръмов, П. 1997ф. *Обобщен доклад за резултатите от извършените геологопроучвателни работи за търсене и оценка на руди на благородни метали в района на Маджаровското рудно поле за периода от 1983 до 1996 г. с изчисляване на запаси и ресурси по състояние 01.01.1997 г.* Нац. геофонд, I-1301.

Желев, Д. 2004ф. *Доклад за резултатите от извършените геолого-проучвателни работи за търсене и оценка на златосъдържащи руди в площ „Крумовград“ с изчисление на запаси и ресурси в находище „Хан Крум“, участъци Ада тепе, Сърнак, Скалак, Синап, Къклица и Къпел, област Кърджали, по състояние към 01.09.2004 г.* Нац. геофонд.

Карагулева, Ю. и др. 1956ф. *Доклад върху геоложките проучвания на част от южните склонове на Сакар и Североизточните Родопи.* Нац. геофонд, IV-41.

Кестебеков, С. и др. 1998ф. *Злато-полиметалното нахо-*

дище Чала, Спахиевско рудно поле. Резултати от проведените геологопроучвателни работи през 1983-1997 г. с оценка на ресурсите от *Au* и *Au*-полиметални руди към 01.01.1998 г. Нац. геофонд, I-1325.

Конкин, Г. и др. 1990. Доклад за извършеното детайлно геоложко проучване на зеолитови туфи от находище Горна крепост, Хасковска област, през 1981-1982 г. с изчисляване на запасите по състояние към 01.01.1991 г. Нац. геофонд, II-1396.

Конкин, Г. и др. 1992. Доклад за резултатите от детайлното проучване на зеолитови туфи от находище Лясковец, Хасковска област, през 1982-1985 г. Нац. геофонд, II-1372.

Манева, Б., Нафтали, Л. 1992ф. Обяснителна записка към металогенно-прогнозната карта на България в М 1:200 000, к. л. К-34-XXIV (Петрич) и к. л. К-34-XXX (Сяр). Нац. геофонд, 1079.

Манева, Б., Манев, Д., Нафтали, Л. 1992ф-а. Обяснителна записка към металогенно-прогнозната карта на България в М 1:200 000, к. л. К-35-XXIX (Смолян). Нац. геофонд, 1079.

Манева, Б., Марков, Н., Нафтали, Л., Манев, Д. 1992ф-б. Обяснителна записка към металогенно-прогнозната карта на България в М 1:200 000, к. л. К-35-XX (Хасково). Нац. геофонд, 1079.

Нафтали, Л. и др. 1992ф. Обяснителни записки към металогенно-прогнозната карта на България в М 1:200 000. Нац. геофонд, 1079.

Нафтали, Л. и др. 1994ф. Оценка на рудоносността и перспективите на северния борд на Боровишката депресия. Нац. геофонд, IV-404.

Петров, П., Николчев, Л., Мартинов, Л. 1985ф. Обобщаващ отчет по проблем I-22 „Комплексна оценка на урановите, редкоземните и златорудните минерализации западно от гр. Ивайловград (Източни Родопи)“. Геофонд Георедмет, 370.

Плющев, Е., Кънчев, К., Димитров, Д., Тодорова, Р., Георгиева, И., Петрова, К. 1993ф. Доклад за резултатите от проведените геолого-геофизични и геохимични търсеци и оценъчни работи в района на с. Попско, Черничино, Сбор, Джанка в периода 1986-1990 г. Нац. геофонд.

Саров, С. и др. 1994ф. Доклад за резултатите от проведените през 1993 г. геоложко картиране в М 1:25 000, геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна прогнозна оценка на минералните ресурси в района на Белоречкото подуване в района на селата Тинтява, Железино, Черничево и Ботурче, Нац. геофонд, IV-415.

Саров, С. и др. 1995ф. Доклад за резултатите от изпълнението на геоложка задача: „Геоложко картиране в М 1:25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000, с комплексна прогнозна оценка на минералните ресурси на части от Авренската синклинала и Кесибирското подуване, в района на с. Подкова, Токачка, Голямо Каменяне, Букова махала и др. на площ от 425 кв. км“, Нац. геофонд, IV-426.

Саров, С. и др. 1996ф. Доклад за резултатите от изпълнението на задача: „Геоложко картиране в М 1:25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна прогнозна оценка на минералните ресурси в района на гр. Крумовград и с. Горноселци, Попско, Джанка и Нановица (Източни Родопи), на площ от 485 км²“, Нац. геофонд, IV-438.

Саров, С. и др. 1997ф. Доклад за резултатите от изпълнението на задача: „Геоложко картиране в М 1:25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна прогнозна оценка на минералните ресурси в района на Златоград и с. Кирково, Бенковски, Дрангово, Могиляне, Припек (Източни Родопи)“, Нац. геофонд, IV-445.

Саров, С. и др. 1998ф. Доклад за резултатите от изпълнението на задача: „Геоложко картиране в М 1:25 000 и геоморфоложко картиране в М 1:50 000 с комплексна прогнозна оценка на минералните ресурси в района на с. Бял извор, гр. Неделино, Ардино и Златоград“, Нац. геофонд, IV-455.

Саров, С. и др. 1999ф. Доклад за резултатите от изпълнението на задача: „Геоложко картиране в М 1:25 000, геоморфоложко картиране в М 1:50 000 и комплексна прогнозна оценка на минералните ресурси в района на гр. Мадан и с. Баните, Млечино, Върбина, Ерма река“, Нац. геофонд, IV-462.

Саров, С. и др. 2000ф. Доклад за резултатите от изпълнението на задача: „Геоложко картиране в М 1:2500, геоморфоложко картиране в М 1:100 000 с оценка на златорудния потенциал в района на гр. Харманли и с. Татарево на площ от 950 км², проведено през 1999 г.“, Нац. геофонд.

Скендеров, Г., Драгоманов, Л., Бедринов, И., Бойков, Д. 1994ф-а. Обяснителна записка към картен лист Перник (К-34-XXIII) от „Металогенна карта по урана на България в М 1:200 000“. Нац. геофонд, I-1225.

Скендеров, Г., Драгоманов, Л., Бедринов, И., Недялков, П., Бойков, Д. 1994ф-б. Обяснителна записка към картен лист Петрич (К-34-XXIV) от „Металогенна карта по урана на България в М 1:200 000“. Нац. геофонд, I-1225.

Цонев, С., Плющев, Е., Петрова, К. 1996ф. Златно-сребърното находище Седефче, Източни Родопи. Резултати от геоложкото проучване през 1966-1995 г. с оценка на ресурсите към 01.01.1995 г. Нац. геофонд, I-1279.

SUMMARY

LATE ALPINE METALLOGENY OF THE EASTERN RHODOPE

Vladimir Georgiev

1. INTRODUCTION

1.1. Terminological notes and approach

Mineral resources in the present study are characterized by the term *industrial-genetic type*. The first part of this definition describes the industrially significant component. For metallic resources this is the respective element (Pb, W...) and for non-metallic – a definite mineral or group of minerals (bentonite, halloysite-kaolinite, etc.). The second part of the definition reflects the genesis of the mineral resource – magmatic, hydrothermal, etc. Thus, a unified approach is introduced to mark the most important features of the mineral resource – the industrial elements (minerals) and their genetic signature

The rank subordination of the metallogenic units in descending order is: *metallogenic zone* → *ore region* → *ore subregion* → *ore field* → *deposit (manifestation, indication)*.

1.2. Lithostratigraphic units in volcanic areas

The Paleogene magmatism in the Eastern Rhodopes is concentrated in several areas that comprise products of the evolution of different magma chambers. These chambers developed in the same tectonomagmatic environment but differed in magma composition, evolution and time span of activity. For this reason, the individual magmatic areas, as products of different magma chambers, have been subdivided in different manner.

The magmatic areas comprise magmatic complexes. Each complex is subdivided into “packages” of pyroclastics, lava flows, subvolcanic bodies and plutons of specific composition.

Magmatic complexes are defined based on the following criteria: *similar petrologic (mineral and chemical) composition of the magmatic rocks; identical spatial and age relationships with adjacent lithostratigraphic units; identical or close age of formation; common area of manifestation (supposed common magma source); “mappability” of the divided units.*

From lithostratigraphic viewpoint a magmatic complex is of the same rank as a formation. Magmat-

ic complexes with common area of distribution and similar petrochemical evolution are referred to as a magmatic group. It is assumed that magmatic groups resulted from the evolution of one magma chamber whereas magmatic complexes reflect individual phases (impulses) in its development. Magmatic groups and complexes in a larger region, which formed in the same tectonomagmatic environment, are referred to as supergroups. Subgroups can be differentiated when there are some essential differences in the composition of the units in a given group. Usually these are cases when intermediate in composition phases are replaced by acid ones. The hierarchical subordination of magmatic units is: *magmatic supergroup* → *magmatic group* → *magmatic subgroup* → *magmatic complex* → “*package*”.

2. THE EASTERN RHODOPE – ELEMENT OF THE MORAVA-RHODOPE ZONE

2.1. Tectonic position of Morava-Rhodope zone

Morava-Rhodope tectonic zone extends along the southern margin of the European continental plate, immediately NE of Vardar zone and to the east of the Intrapontide suture (Ж. Иванов, Dabovski et al., 2002; Дабовски, Загорчев, 2009). This zone is characterized by wide distribution of high-grade metamorphic rocks. Typical features are also Tertiary extensional processes, growth of metamorphic core complexes (domes) and superimposed depression between them. Late Cretaceous–Eocene granitoid plutons are exposed in the domes whereas Eocene–Oligocene volcanic products occur in the depressions and subvolcanic bodies and dikes – in the domes (Fig. 1, p. 22).

2.2. Geology

The Morava-Rhodope zone consists of metamorphic basement and Paleogene volcano-sedimentary units. The metamorphic basement is exposed in the uplifted blocks or domes and the Paleogene volcano-sedimentary units – in the superimposed depressions.

2.2.1. Metamorphic basement

The metamorphic basement on the territory of Bulgaria is traditionally subdivided into two units – Pra-Rhodopian and Rhodopian Supergroup (according to the 1:100 000 Geological Map). The first comprises high-grade metamorphic rocks migmatized to a different extent and the second – regionally metamor-

phosed rocks (diverse gneiss-schists, schists, marbles, amphibolites, basic metavolcanics, metagabbro and metadiabase, serpentized peridotite and dunite).

The age of the high-grade metamorphic units is under debate. Radioisotope ages of protolites are controversial. Single analyses indicate Precambrian age. Most data point to Paleozoic and less commonly to Mesozoic age. A controversial problem is to what extent these data reveal the age of the protolites or some stage of metamorphism.

The metamorphic basement is intruded by abundant magmatic rocks. They can be provisionally divided into *Late Proterozoic*, *Paleozoic (Cm–O, C–P)* and *Mesozoic (T, J)*.

2.2.2. “Southbulgarian granites”

The metamorphic domains are intruded by numerous granitoid plutons (Fig. 2, p. 26). Until recently, they were assumed to be similar to those in the Srednogorie zone and were denoted by the common name “Southbulgarian granites” of supposed Paleozoic age. The rapidly developing isotopic dating methods entirely changed this concept and now most of the bodies in the Rhodope massif turned out to be of Late Cretaceous–Eocene age (80–36 Ma). Only Igralishte pluton and several other small bodies in Ograzhden and Belasitsa are Triassic.

2.2.3. Volcano-sedimentary complexes

Sedimentary and volcanic rocks fill the depressions between metamorphic domes. Paleogene–Eocene sediments form the base of the section. Initially they were laid down in continental environment and later – in shallow-marine basins. A large amount of Eocene–Oligocene volcanic rocks overlies the sediments or less commonly directly the metamorphic basement. Some depressions contain also Neogene continental to shallow-marine terrigenous sediments.

2.3. Late Alpine evolution

The Rhodopes are considered to be a segment of an Alpine thrust belt that originated under compression during the collisional stage in the evolution of the orogen, in the northern periphery of the Tethyan ocean. The timing of thrusting is controversial – Middle Jurassic, Early Cretaceous, Late Cretaceous (Z. Ivanov, 1989, 2000; Dabovski et al., 2002, etc.).

During the Late Cretaceous, Tethyan crust of the Vardar and Intrapontide ocean subducted to the north under the European continental margin. As a result the Srednogorie island-arc system developed,

the Morava-Rhodope zone being the frontal arc of the system.

Towards the end of the Late Cretaceous, the African and Eurasian continental plates collided. This resulted in the formation of large synmetamorphic thrust sheets and thickening of the crust leading to thermal relaxation and development of a two-layer system – upper brittle and lower plastic crust (Z. Ivanov, 2000). As a consequence, isostatic deformation in the melted lower crust caused extension and growth of a series of metamorphic core complexes (domes).

The domes are similar in structure and synchronous evolution. In their cores (lower plastic crust, migmatitic complex) crop out high-grade metamorphic rocks that were affected by intensive migmatization and anatexis (metagranites, migmatites, migmatized gneisses, eclogites, eclogite amphibolites and anatectites).

The peripheral parts of the domes (upper brittle crust) comprise diverse gneisses, amphibolites, marbles and serpentized ultrabasites. Syntectonic and post-tectonic granitoid plutons (Z. Ivanov, 2000) intrude the upper brittle crust.

The late stage of extension includes exhumation and tectonic erosion of the synmetamorphic thrust complex, formation of a system of shallow-dipping detachments and related synthetic and antithetic faults. These processes culminated during the Eocene.

Superimposed (graben-like) depressions formed between the domes. They were areas of continental to shallow-marine deposition (Paleocene–Eocene) and intensive volcanic activity (Eocene–Oligocene, southward in Grece also Miocene).

2.3.1. Tertiary domes and depressions

Three large domes are distinguished in the Rhodope massif – West Rhodope, Central Rhodope and East Rhodope complex dome (Fig. 3, p. 28). The domes are defined as complex since they include higher-order domes and syncline-like structures with superimposed depressions between them.

The West Rhodope complex dome (integrates West Rhodopes, Rila and Pirin Mts) is complicated by the “apical” Mesta graben. This graben is surrounded by the *Rila-West Rhodope dome* on the N and NE, *the Barutin-Elatia dome* on the SE and *the Pirin dome* on the SW.

Central Rhodope complex dome. The main first-order structure here is Madan-Davidkovo dome. Its northern periphery is deformed by the higher-order

Shiroka Luka, Lyaskovets and Dobraluck dome. *Hvoina* graben is located between these domes.

Bratsigovo-Dospat, Smolyan and Vitinya depressions divide the West Rhodope from the Central Rhodope complex dome.

East Rhodope complex dome. The principal structure here is Byala reka dome. The second-order Byala reka dome is located to the west.

Momchilgrad depression separates the Central Rhodope from the East Rhodope complex dome. The *Northeast Rhodope* and *Zlatoustovo depression* are located in the NE periphery of the Rhodope massif. These depressions merge in Kurdzhali region and together form the *East Rhodope complex depression*.

The West Rhodope complex dome is characterized by thickest crust (38–52 km). The Central Rhodope complex dome has intermediate (35–40 km) and the East Rhodope complex dome – thin crust (32–36 km). The thinnest crust (30–35 km) is in the East Rhodope complex depression.

2.3.2. Late Alpine extension and magmatism

The products of the Late Alpine magmatism trace a wide arc-like zone of magmatic activity. This belt has been described as Macedonian-Rhodope-North Aegean volcanic zone (Harkovska et al., 1989). The Paleogene magmatism is related to the processes of extension in the Morava-Rhodope zone. Two types of magmatism are distinguished.

2.3.2.1. Magmatism of the early extensional stage

The initial stage of post-collisional extension is marked by the intrusion of syn- and post-tectonic granitoids in the brittle upper crust – K_2 -Pg₁ (80–36) Ma. Most abundant concentration of granitoids is observed in the regions with thickest crust (40–52 km, West Rhodope complex dome) where they form large plutonic bodies. Two types of granitoids are distinguished. *The Pirin type* is characterized by high ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i – from 0.7091 to 0.7234, most commonly in the interval 0.710–0.713. The granitoids are related to the “ridge” zones of the West Rhodope complex dome – the domains of thickest crust (around and over 45 km). They resulted probably from mobilization of continental crust from the lower plastic layer (S-type). *The Rila-West Rhodope type* shows considerably lower ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i values – from 0.7053 to 0.7089, usually in the interval 0.706–0.708. This type includes the Rila-West Rhodope batholith and some other plutons. They are localized on the “slopes” of the West Rhodope complex dome with crustal thickness 40–45 km

or in the Central Rhodope and East Rhodope complex dome, where the crustal thickness is 32–40 km. They probably also resulted from mobilization of the lower plastic layer of the crust but with considerable participation of fragments of older oceanic crust (I-type) and probably also with influx of mantle material.

2.3.2.2. Magmatism of the late extensional stage

The magmatism during this stage (Pg_{2,3}, 40–27 Ma?) is dominantly of volcanic facies. It is of acid to intermediate (rarely basic) composition and tends to concentrate mainly in the superimposed depressions. In the metamorphic core complexes the magmatism of this stage is less abundant and is represented by subvolcanic dikes and bodies.

On the territory of Bulgaria, this magmatism is localized in three volcanic regions: Strouma, Central Rhodope and East Rhodope (Harkovska et al., 1989). There is a longitudinal zoning in the distribution of the magmatism of this stage. In the regions of thickest crust (the West Rhodope complex dome, 40–52 km) this magmatism is sporadic and mostly of acid composition (Mesta graben). In NW and ESE direction of this central region (respectively Strouma and Central Rhodope volcanic region), where the crust is 35–40 km thick, the magmatism is more abundant and mainly of acid composition.

In the East Rhodope volcanic region, where the crust is thinnest (30–35 km), the magmatism is most abundant and is of intermediate and acid composition. Rare basic varieties are also present. In Strouma and Central Rhodope volcanic region the magmatism is mainly of the high-K calc-alkaline series, whereas in the East Rhodope volcanic region it is mainly of the high-K calc-alkaline and shoshonitic to high-K subalkaline series.

The initial strontium ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i for this magmatism vary in a wide range but are relatively low – 0,7027–0,7087. These data suggest that the magmatism of this stage is of mainly mantle origin.

2.4. Metallogenic characteristics

The metallogenic features of the discussed region were formed during the Late Alpine epoch, when most industrial accumulations of metallic and non-metallic mineral resources were formed. These mineralizations are genetically or paragenetically related to the Late Alpine extensional magmatism. For this reason the boundaries of the Morava-Rhodope metallogenic zone in general coincide with the area of distribution of this magmatism – the Macedonian-Rhodope-North

Aegean magmatic zone (Fig. 4). The earlier metallogenic manifestations in this zone are very rare.

2.4.1. Metallogenic epochs and industrial-genetic types

2.4.1.1. Pre-Late Alpine metallogenic epoch

Metamorphosed pre-Late Cretaceous mineralizations are related to this epoch – *chrome (+Ni, Co) magmatic and hydrothermal and subordinate iron metamorphosed manifestations (jaspilites)*, which associate with ophiolite complexes. Also known are *titanium metamorphosed, copper volcano-hydrothermal, uranium-thorium rear earth and uranium-phosphate metamorphosed manifestations*.

2.4.1.2. Late Alpine metallogenic epoch

2.4.1.2.1. Early extensional metallogenic stage (K₂–Pg₂)

The raw materials of this stage are genetically or paragenetically related to the granitoid plutons of the early extensional stage and the metamorphic processes.

Of primary importance are *wolfram-molybdenum skarn, wolfram hydrothermal and skarn, molybdenum, uranium and uranium-polymetallic hydrothermal deposits and manifestations*.

Of second importance and limited occurrence are *lead-zinc, gold-polymetallic and fluorine hydrothermal; iron and copper skarn; feldspar, muscovite, gem quartz and pegmatite; talc, asbestos and magnesite metamorphic-metasomatic and hydrothermal; kyanite (disthen) and graphite metamorphogenic deposits and manifestations*.

2.4.1.2.2. Late extensional metallogenic stage (Pg_{2,3})

The industrial mineralizations of this stage are related mainly to the late extensional magmatism.

Main mineralizations are *lead-zinc skarn and hydrothermal; gold-polymetallic, gold and uranium hydrothermal deposits and manifestations*.

Subordinate and of limited occurrence are *antimony, uranium-polymetallic, fluorine, alunite and wolfram hydrothermal (+Mo, Pb, Zn, Cu); iron skarn (+Pb, Zn, Cu); iron supergenic; halloysite-kaoline weathering; uranium-coal-clay sedimentary; zeolite volcanogenic; bentonite hydrothermal-metasomatic and perlite magmatic deposits and manifestations*.

2.4.1.2.3. Final postmagmatic stage (Pg₃–Q)

Most important are *uranium infiltration and uranium supergenic deposits and manifestations*.

Fluorine hydrothermal and gold placer mineralizations are of minor importance.

2.4.2. Metallogenic regions

Traditionally, the Morava-Rhodope zone on the territory of Bulgaria is subdivided into Osogovo, West Rhodope, Central Rhodope and East Rhodope ore region.

The West Rhodope ore region associates with the West Rhodope complex dome. Most important are Late Cretaceous-Eocene W-Mo and subordinate Au-Pb-Zn, Sb, Fe and Cu mineralizations (Fig. 4, p. 37). Main industrial minerals in Osogovo and Central Rhodope ore region are Oligocene Pb-Zn deposits and manifestations and subordinate – Mo, Au-Pb-Zn and fluorine mineralizations. The Central Rhodope ore region is related to the Central Rhodope complex dome. The East Rhodope ore region includes the East Rhodope complex depression and the East Rhodope complex dome. It is dominated by Au-polymetallic and gold mineralizations.

2.4.3. Regional zoning of the Late Alpine metallogeny

A distinct mirror longitudinal zoning is traced in the Morava-Rhodope zone.

Early extensional stage. The most abundant granitoid magmatism of this stage and the related most intensive ore mineralizations (mainly W-Mo) are localized in the area of thickest crust (38–52 km) – the West Rhodope complex dome (West Rhodope ore region). On both sides of this region, with the thinning of the crust, proportionally decrease the volumes of this magmatism and the related ore mineralizations (Figs 4, 5, p. 37,39).

Late extensional stage. In this stage a reverse longitudinal mirror zoning is observed. The area with thickest crust (the West Rhodope complex dome) is characterized by lack of or sporadic magmatic activity of this stage and related ore mineralizations. The domains with medium thick crust are characterized by considerable, mainly acid magmatism and dominant polymetallic (Pb-Zn) mineralizations. These are the Central Rhodope complex dome (Central Rhodope ore region) and Osogovo-Lisetz dome (Osogovo ore region). In the areas with thinnest crust (East Rhodope complex dome and East Rhodope complex depression) the magmatic activity of this stage is most intensive and of intermediate to acid composition. The ore mineralizations here are mainly gold-polymetallic and gold (Ada tepe type). Analogous to the East Rho-

dope ore region is the Letsen ore region (Serbia) in the NW part of the Morava-Rhodope zone, which is likewise dominated by Au-Pb-Zn mineralizations.

The frontal part of the Morava-Rhodope zone comprises also porphyry Cu-Mo±Au deposits – Zletovo ore field in Macedonia and the deposits Skuries, Maronia, etc. in Greece.

3. GEOLOGY OF THE EASTERN RHODOPE

3.1. Tectonic zoning

The processes of Late Alpine post-collisional extension generated several metamorphic core complexes (domes) in the discussed area – Madan-Davidkovo, Dobraluck, Byala Reka and Kesibir (Fig. 6, p. 43). Kesibir dome is relatively small and can be described as a second-order structure with respect to Byala Reka dome. Both domes are united in the East Rhodope complex dome. Madan-Davidkovo dome is a first-order structure in the Central Rhodope complex dome. Dobraluck dome is located in the northern part of the Central Rhodope complex dome as a second-order structure.

The cores of the domes consist of high-grade metamorphic rocks that are intensively migmatized (metagranites, migmatites) – Migmatitic complex. Diverse gneisses, amphibolites, marbles and serpentinites are exposed in the periphery of the domes – Variegated complex.

The boundary of the Rhodope massif, as a product of Late Alpine extension, is well marked by the final metamorphic processes in the basement. In the Eastern Rhodope this boundary is traced by Zlatoustovo dislocation. Harmanly block to the NE of this structure, was not affected by extension at that time. The obtained isotope ages (145–115 Ma) are related to an older metamorphic event that took place in different geodynamic environment during Early Alpine time.

It is assumed that the peak of the Alpine metamorphic event is marked by the discordant leucosome of crystallization of the newly-formed anatectic melt. In the Central Rhodope complex dome this leucosome is 56–36 Ma by U/Pb zircon and monazite dating.

During the late stage of extension the metamorphic core complexes were exhumed. The post peak period of exhumation has been dated by Ar/Ar and Rb/Sr isotopes of biotite, apatite, K-feldspar and U/Pb isotopes of monazite. This age interval for the Central Rhodope complex dome is 45–34.5 Ma.

Analyzing the Ar/Ar dating results Bonev et al. (2010b) reported that the ages of the footwall (core) of Kesibir dome are 38 to 36 Ma (after biotite and muscovite) and of the hangingwall (mantle) – 38.9 to 34.1 (biotite, muscovite) and 39.2 (amphibole). The footwall of Byala Reka dome is dated 39–35.9 (by mica) and the hanging wall – 45 and 64.7 (after amphibole) and 39.3 to 39.7 Ma after mica. These ages constrain the cooling history of the extensional system in the two domes in the interval 500–350–300°C.

Depressions developed between the individual domes and along their peripheries during the Paleocene, before the final exhumation of the core complexes.

Momchilgrad depression developed between Madan-Davidkovo and East Rhodope complex dome; Northeast Rhodope depression – between Central Rhodope complex dome and Harmanly block; Zlatoustovo depression – between Byala Reka dome and Harmanly block. Kurdzhali block is located between them. All three depressions are integrated and together form the East Rhodope complex depression.

Mainly terrigenous sediments with intercalations of reef limestone (Paleocene–Eocene) form the base of the East Rhodope complex depression. They are overlain by products (Late Eocene–Oligocene) of numerous volcanic edifices of intermediate to acid composition.

Mandritsa depression is located in the eastern periphery of Byala reka dome whereas Byala reka graben is situated within the dome. They are filled with Paleogene and Neogene sediments. Another depression – Kapinovo-Kushla depression formed between Madan-Davidkovo and Kesibir dome, SW of Momchilgrad depression. It is filled with intermediate to acid volcanic rocks.

In general, the East Rhodopes are build of metamorphic basement and Paleogene volcano-sedimentary complexes (Figs 7, 8, p. 46,47). The metamorphic basement is exposed in the uplifted blocks or domes and the volcano-sedimentary complexes – in the superimposed depressions. Neogene-Quaternary deposits are exposed in the northern part of the region.

3.2. Metamorphic basement

The high-grade metamorphic basement is traditionally subdivided into two complexes – Migmatitic and Variegated.

The Migmatitic complex builds the cores of the domes and consists of metagranites, migmatites, migmatized gneisses, eclogites, eclogitic amphibolites

and anatexites. It is equivalent to the Pra-Rhodopian Supergroup in the 1:100 000 Geological Map of Bulgaria.

The *Variiegated complex* is exposed in the mantle of the domes and comprises diverse gneisses, amphibolites and marbles, as well as ophiolite sheets of serpentized ultrabasic rocks. It corresponds to the Rhodopian Supergroup in the 1:100 000 Geological Map of Bulgaria.

In Sakar unit crop out Paleozoic and Mesozoic rocks metamorphosed in low amphibolitic and greenschist facies – *Klokotnitsa Schist-greywacke Formation, Sakar granites (Carboniferous) and Topolovgrad Group (Paleokastro, Ustrem and Srem Formation, Triassic)*.

In the Eastern Rhodopes, greenschist metamorphic rocks crop out in Mandritsa-Makri unit. The succession is subdivided into *Mandritsa and Muglen Group*.

The magmatic tocks of the early extensional stage (syntectonic granitoids) are exposed only in the internal parts of the domes where they form relatively large plutonic bodies – Pripek, Drangovo, Chuchuliga pluton and several smaller bodies of Yugovo type granites.

3.3. Cenozoic volcano-sedimentary units

The base of the volcano-sedimentary succession is dominated by sedimentary rocks whereas the higher parts of the section comprise mainly volcanic rocks. The cover is of Neogene and Quaternary sediments.

3.3.1. Paleocene-Eocene sedimentary units

3.3.1.1. Paleocene

Krumovgrad Group consists of terrigenous Paleocene sediments at the base of the depressions. Coarse-clastic rocks dominate in the lower part of the sections – *Borovo, Mostovo and Topolovo Formation* (in the Northeast Rhodope depression); *Shavar Formation* (in Momchilgrad depression) and *Biser Formation* (in Zlatoustovo depression). Sandy varieties prevail in the higher parts of the section – *Kandila Formation* (in Momchilgrad depression) and *Leshnikovo Formation* (in Zlatoustovo depression).

3.3.1.2. Upper Eocene (Priabonian)

The Priabonian deposits cover Paleocene sediments or directly the metamorphic basement. The basal parts of the section again consist of coarse-clastic rocks and the higher – mainly of sandy or flysch-like successions. Initially these sediments were laid down

in continental and later – in shallow-marine environment. From bottom to top are distinguished: *breccia-conglomerate, coal-bearing-sandy, marl-limestone and volcano-sedimentary formation*.

3.3.2. Eocene-Oligocene volcanic and volcano-sedimentary units

The volcanic products in Momchilgrad, Northeast Rhodope, Zlatoustovo depression and in Kurdzhali block are concentrated in individual areas and show relatively autonomous evolution. Intermediate in composition volcanic edifices are typical of all depression (Figs 7, 9, 10, p. 46, 54,55). In some of the depressions, however, the final phases of volcanic activity are acid. In every depression a comagmatic plutonic body intrudes the largest volcanic edifice.

The intermediate volcanic rocks in Northeast Rhodope depression are integrated in *Sarnitsa Magmatic Group*. It is subdivided into *Kolets basalt-andesite, Voinovo shoshonite-latite, Bukovo shoshonite-latite, Nikolovo latite, Bezvoden latite and Dragoinovo latite complex*.

In Momchilgrad depression the volcanics form *Dambala Magmatic Group*. It includes the successively formed *Kalabash andesite, Rabovo latite-andesite, Zvezdel basalt-andesite complex (Putocharka Intermediate Subgroup), Sveti Iliya trachy-rhyodacite, Momchilgrad trachy-dacite, Ravnets rhyolite complex (Zdravets Acid Subgroup) and Pcheloyad dike complex*.

In Zlatoustovo depression the volcanics are represented by *Madzharovo Magmatic Group* with *Kochash shoshonite, Glavanak latite, Gaberovo trachyte and Arda dike complex*.

There are also zones comprising only acid volcanic products – around the eastern part of Zlatoustovo dislocation, in Kurdzhali region and Borovitsa caldera.

The northeastern part of Zlatoustovo depression contains *Zlatoustovo Acid Group with Mesek rhyolite and Cherna mogila trachy-rhyodacite complex*. Both explosive and effusive volcanism is typical of this group.

Kurdzhali block is characterized by products of acid volcanism only. They build *Kurdzhali Group* which is subdivided into *Beli plast rhyodacite* (mainly explosive facies), *Perperek trachy-rhyolite* (explosive and extrusive facies), *Stomanovo rhyolite* (explosive facies only) and *Ustra rhyolite* (extrusive facies only) complex.

Chamdere Magmatic Group is exposed in the Northeast Rhodope depression. It is subdivided into:

Borovitsa rhyolite, Bryagovo rhyolite, Panichkovo trachy-rhyolite, Murgen trachy-rhyolite, Gradishte trachy-rhyodacite complex and Tri mogili dike complex. This group is likewise dominated by explosive facies in the early phases (represented by pyroclastic rocks and ignimbrites) and in the final stages – by effusive facies. Extrusives of Panichkovo and Gradishte complex occur also ENE of Borovitsa caldera. They are localized along Bukovo fault zone.

The final phases of magmatic activity are represented by acid and intermediate to basic dikes, less commonly extrusions, which form dike swarms of mainly WNW direction. They intrude both the depressions and their metamorphic framework – *Pcheloyad complex in Momchilgrad depression, Tri mogili complex in Northeast Rhodope depression and Byala reka Group (Planinets rhyolite and Krumovgrad basalt complex) in Byala reka and Kesibir dome.*

The described magmatic groups and complexes in the Eastern Rhodopes are localized in a wider region and were formed in similar tectono-magmatic environment. For this reason they are integrated into an *East Rhodope Magmatic Supergroup.*

The products of Dambala, Surnitsa and Madzharovo Group (including their latest acid phases) were formed as a result of the evolution of individual intermediate in composition magma chambers localized at depth below the respective depressions.

The rocks of Zlatoustovo and Kurdzhali Group are products of the evolution of individual magma chambers of acid composition. There were probably localized in depth along Zlatoustovo dislocation, in Zlatoustovo depression and Kurdzhali block.

The products of Chamdere Acid Group probably represent final phases in the evolution of an intermediate in composition magma chamber in the Northeast Rhodope depression, that earlier produced the volcanics of Surnitsa Group.

3.3.3. Oligocene-Quaternary sedimentary units

Dragoinovo, Vulche pole and Maritsa Formation (Oligocene–Miocene) were formed in alluvial-lacustrine environment.

Ahmatovo Formation (Neogene) is of wide occurrence in the NE parts of the region where it fills a large part of the Upper Thracian depression. The sediments are alluvial and proluvial and are related to the evolution of the river system of Paleo-Maritsa.

Quaternary deposits are exposed in the whole study area but are most abundant in its NE parts. The

sediments are *eluvial, proluvial, alluvial-proluvial, proluvial-talus and alluvial.*

3.4. Petrochemical features of the Late Alpine magmatism

As a whole the early extensional magmatism is characterized by lower potassic and total ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) alkalinity as compared to the late extensional magmatism (Figs 12, 13, p. 67, 68). The rocks of the early extensional magmatism plot mainly within the boundaries of the calc-alkaline and the high-K calc-alkaline series whereas those of the late extensional magmatism plot mainly in the fields of the shoshonitic and less commonly the high-K calc-alkaline and high-K subalkaline series. The trend of the total alkalinity is similar.

The late extensional magmatism shows a tendency of decreasing K_2O content in the intermediate rocks from NNE (Surnitsa and Madzharovo Group) to SSW (Putocharka Group). The acid groups, supposed to be the final phases of the evolution of intermediate in composition peripheral magma chamber (Chamdere and Zdravets Group), are characterized by relatively higher K_2O content. In the acid magmatic groups, supposed to be the result of the evolution of acid peripheral magma chambers (Kurdzhali and Zlatoustovo Group) these values are lower (Fig. 12). The tendencies of the total alkali content ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fig. 13) are similar.

The magmatic groups, supposed to result from the evolution of intermediate in composition magmatic chambers (Surnitsa and Chamdere Group in Northeast Rhodope depression, Putocharka and Zdravets Subgroup of Dambala Group in Momchilgrad depression and Madzharovo Group in Zlatoustovo depression), reveal a distinct tendency in the magmatic evolution from basic to acid composition (Figs 14–23, p. 69–65). The final dike complexes are always of variegated composition and are represented mainly by shoshonites, latites, rhyodacites and rhyolites.

4. METALLOGENIC ZONING OF THE EASTERN RHODOPES

The study area includes entirely the East Rhodope and in parts the Central Rhodope ore region of the Morava-Rhodope metallogenic zone.

4.1. East Rhodope ore region

This region unites the areas of dominant gold and gold-polymetallic mineralizations in the Eastern Rhodopes. These mineralizations are genetically or para-

genetically related to the late extensional magmatism. The region covers the East Rhodope complex depression and the East Rhodope complex dome (Fig. 24).

The Northeast Rhodope, Momchilgrad and Zlatoustovo depression are well individualized and each one shows a specific metallogenic pattern. For this reason three subregions are divided – *Northeast Rhodope, Momchilgrad and Zlatoustovo*.

The Southeast Rhodope ore subregion includes entirely the East Rhodope complex dome. The gold-polymetallic mineralizations play again the leading part. There are also pre-Late Alpine chrome and iron ores, synmetamorphic asbestos, talc and magnesite mineralizations as well as pegmatite, muscovite and gem quartz deposits and manifestations.

The Kurdzhali subregion of non-metallic raw materials (industrial minerals and rocks) includes in general Kurdzhali block. Typical are deposits of zeolite, bentonite and perlite.

4.1.1. Northeast Rhodope ore subregion

This region associates with the Northeast Rhodope depression located between the Central Rhodope complex dome and Harmanli block (Fig. 25, p. 83).

4.1.1.1. Geology

The base of the depression comprises the rocks of Krumovgrad Group (Paleocene-Eocene). They are covered by the Priabonian breccia-conglomerate, coal-bearing-sandy, marl-limestone and volcano-sedimentary formation.

The basal parts of the volcanic rocks consist exclusively of rocks of intermediate composition – Surnitsa Magmatic Group. They constitute *Kolets, Yavorovo, Nikolovo, Bezvoden and Dragoinovo* volcano and a number of smaller volcanic structures (Figs 26, 27, 28, p. 84, 85, 86).

The intermediate volcanic rocks are covered by acid varieties – Chamdere Acid Magmatic Group. The products of this group fill mainly *Borovitsa caldera* but extrusives and dikes of similar composition occur as well outside the caldera, mainly along Bukovo fault swarm.

Bukovo fault swarm plays an important magma controlling part in the distribution of Paleogene volcanism in the Northeast Rhodope depression (Fig. 29, p. 87). It controls the development of Dragoinovo volcano and some smaller volcanic edifices.

4.1.1.2. Metallogenic aspects

Gold-polymetallic hydrothermal and uranium infiltration ore mineralizations are typical (Fig. 30, p. 88). They are concentrated in Spahievo and Haskovo ore field, respectively.

Spahievo ore field (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Cd) is located in the confines of Dragoinovo volcano (Figs 30, 31, p. 88, 90).

Propylites and secondary quartzites have been described in the ore field (Fig. 32, p. 91). The sequence of alterations is: unaltered rocks – propylites – quartz-sericite rocks – dickite – alunite – diasporite secondary quartzites – monoquartzites.

Typical hydrothermal-metasomatic alterations of host rocks around Pb-Zn ore bodies are argillizites. Adular-sericite type alterations are typical of gold-polymetallic ore bodies.

Surnitsa pluton and its immediate host rocks contain stockwork Cu-Mo mineralizations. It is assumed that these mineralizations are genetically related with Surnitsa pluton. They associate with hydrothermal alterations (secondary quartzites) and are without any essential industrial significance.

The main industrial mineralizations in Spahievo ore field are Pb-Zn and Au-polymetallic ores. The ore bodies are of vein or vein-disseminated type and are localized along ENE and WNW faults.

The following mineralization stages are divided: *pre-ore* (sericitization, argillization); *quartz-pyrite* (with chalkopyrite); *quartz-galena-sphalerite* (pyrite, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Cd) sphalerite → chalcopyrite, tennantite-tetrahedrite → galena → chalcopyrite, enargite, tenanite, galena, greenockite → galena, sphalerite → pyrite, native gold, electrum); *quartz* (with galena and sphalerite); *quartz-specularite-chlorite* (with galena, sphalerite, pyrite and electrum); *quartz-chalcedony-phosphate* (with pyrite, wavellite, variscite, pyromorphite, plumbogummite).

Pb-Zn and Au-polymetallic vein ore bodies are most important from economic viewpoint. In the internal parts of the ore field occur mainly Pb-Zn ore bodies whereas in the periphery of the field and the upper parts of the ore veins – Au-polymetallic. This zoning is “sheared” by Borovitsa caldera.

Uranium mineralizations (exclusively supergenic mineralizations at present) are concentrated in the peripheral and apical parts of the ore field.

Chala gold-polymetallic deposit is situated in the NE part of the ore field. Its location is controlled by

fault structures of Mechkovets fault swarm (Fig. 33, p. 93).

Surnitsa alunite hydrothermal deposit is related to secondary quartzites in Spachievo ore field.

Haskovo ore field (U). *Haskovo uranium infiltration deposit* is located in sediments of Ahmatovo Formation.

Other mineralizations. The region hosts also *phosphorite and uranium volcano-sedimentary, uranium-clay-coal type sedimentary-diagenetic, Au-Sb hydrothermal, perlite magmatic, manganese volcano-genic-hydrothermal and placer gold manifestations.*

The ore fields and individual deposits are situated in the form of a necklace around Borovitsa caldera. In the western part of the study area, they are hosted also in the metamorphic basement and are referred to the Central Rhodope ore region (Lucky and Davidkovo ore field).

4.1.2. Momchilgrad ore subregion

This ore subregion coincides spatially with Momchilgrad depression. It is elongated in ENE direction and is situated between Madan-Davidkovo (to the NW) and Kesibir and Byala reka (to the SE) dome (Fig. 34, p. 97).

4.1.2.1 Geology

The base of the depression is composed of lacustrine and shallow-marine terrigenous sediments of Paleocene-Eocene age with interbeds of reef limestones.

The magmatic rocks are represented by Dambala Magmatic Group. The volcanoes in Momchilgrad depression were formed in counterclockwise order – *Iran tepe volcano* → *Sveti Iliya, Bivoljane and Dambaluk volcano* → *Zvezdel volcano*. The final product is *Nanovitsa caldera*. The volcanic cones of the earlier volcanoes form a necklace around the caldera (Figs 35, 36, 37, p. 98, 99, 100).

Dzhebel depression is located in the western part of Momchilgrad depression as a second-order structure (Fig. 38, p. 101). It is filled mainly with sediments of Dzhebel Formation.

Several extrusive bodies of Ustra rhyolite complex are emplaced in the NW periphery of Dzhebel depression and its metamorphic framework.

4.1.2.2. Metallogenic aspects

The metallogeny of Momchilgrad depression is dominated by gold hydrothermal and Au-polymetallic hydrothermal ore mineralizations in Krumovgrad and

Zvezdel-Pcheloyad ore field, respectively (Fig. 39, p. 102). They are paragenetically related to products of Dambala Magmatic Group.

Krumovgrad ore field (Au, Ag) is located in the SE periphery of Momchilgrad depression (Figs 39, 40, p. 102, 103). It includes Ada tepe deposit and the manifestations Skalak, Surnak, Sinap, Kuklitsa and Kupel, which are hosted in Paleocene-Eocene sediments.

In Ada tepe deposit, the contact between Paleocene sediments and the underlying metamorphic rocks is a regional, shallow-dipping detachment fault (Fig. 41, 42, p. 104). A subhorizontal quartz-metasomatic body – “the wall” was formed directly above the detachment. There are also some other bed-like bodies above. Ore bodies of the type of linear stockworks are localized in the sediments.

The ore minerals are pyrite, marcasite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, sphalerite, galena, tetrahedrite, native gold, electrum, Au-Ag telurides, molybdenite, greenockite, gersdorffite.

Zvezdel-Pcheloyad ore field (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Cd) associates with Zvezdel volcano. The ore mineralizations are of Pb-Zn and Au-polymetallic type (Figs 39, 43, p. 102, 106).

Pb-Zn deposits and manifestations are localized in the inner part of the ore field where products of the quartz-sulphide stage dominate. Deposits and manifestations of Au-polymetallic type occur in the periphery of the ore field, associating with abundant superimposed quartz-chalcedony-sulphosalt mineralizations. This zoning is assumed to be an element of domal zoning.

The hydrothermal metasomatites are of propylite, argillite and quartz-adular-sericite type.

The following stages of mineralization and parageneses are recognized:

Quartz-sulphide stage – *galena-sphalerite-chalcopyrite* (with tetrahedrite-tennantite, hessite and quartz) and *rhodochroite* (with quartz) *paragenesis*.

Quartz-sulphosalt stage – *pyrrhotite-arsenopyrite* (with quartz); *pyrite-marcasite* (with chalcopyrite and quartz); *sulphosalt* (with pyrite, marcasite, heteromorphite, plagioclase, Pb-sulphoantimonite, tetrahedrite-tennantite, gold, andorites, freieslebenite, diaphorite, pyrargirite, miargirite, polybasite, akantite, arsenopyrite and quartz); *antimonite* (with arsenic and quartz) and *barite* (with quartz) *paragenesis*.

Carbonate stage – *dolomite* (with pyrite, melnikovite-pyrite and quartz) and *calcite* (with quartz) *paragenesis*.

Sedefche gold-polymetallic deposit is situated in the SE periphery of Zvezdel-Pcheloyad ore field or in Zvezdel volcano, respectively. In contrast to the vein polymetallic deposits in the central part of Zvezdel-Pcheloyad ore field, the ore bodies in Sedefche field are of sheet-like form and are hosted mainly in the epicastite horizon (Fig. 44, p. 108).

Other mineralizations. *Hydrothermal manifestations of agates and jaspers* genetically associate with intermediate volcanics (Putocharka Subgroup), and *magmatic perlites* – with the acid varieties (Sveti Iliya trachyrhyodacite complex). There are also *uranium infiltration* and *uranium volcanogenic-sedimentary ore mineralizations*.

4.1.3. Zlatoustovo ore subregion

Zlatoustovo dislocation is trending in general E-W but turns to NW in its western part. This structure separates Byala reka dome on the south from Harmanli block on the north. Zlatoustovo depression formed around the dislocation, in its eastern part (Fig. 45, p. 112).

This depression includes *Madzharovo step*, *Bryagovo-Vulche pole depression*, *Ibredzhek horst* and *Lozen depression* as higher-order structures (Fig. 49, p. 115). Zlatoustovo ore subregion associates with Zlatoustovo depression.

4.1.3.1. Geology

Sediments of Krumovgrad Group are exposed in the northern periphery of Zlatoustovo depression. Upwards they are followed by the typical of the whole East Rhodope complex depression lithostratigraphic units – breccia-conglomerate, coal-bearing-sandy, marl-limestone and volcano-sedimentary formation.

These sediments are covered or cut by abundant volcanic rocks. Two areas of volcanic products can be divided in Zlatoustovo depression.

The first area comprises rocks of intermediate composition that are concentrated in the SW part of the depression and form Madzharovo volcano (Figs 46, 47, 48, p. 113, 114). The rocks are referred to *Madzharovo Intermediate Magmatic Group*.

The second volcanic area is situated around the eastern periphery of Zlatoustovo dislocation and comprises rocks of acid composition only. They form *Lozen and Sveta Marina volcano* and *Scheinovo structure*. The rocks are referred to Zlatoustovo Acid Magmatic Group.

All these rocks are covered by sediments of Vulche pole Formation in Bryagovo-Vulche pole depression.

In the northernmost part of the depression they are overlain by sediments of Ahmatovo Formation.

4.1.3.2. Metallogenic aspects

Madzharovo ore field (Au, Pb, Zn) associates spatially and genetically with Madzharovo volcano (Figs 50, 51, p. 116, 117). The ore-hosting faults are mainly radial with respect to the volcano. A large part of the veins associate with dikes. The dominating hydrothermal alterations of the volcanic complexes are of propylite, quartz-sericite, adular-sericite (low-sulfidation) and alunite-diaspor (high-sulfidation) type (Fig. 52, p. 118).

The following mineralization stages are divided in the hypogenic stage: *zeolitization*; *propylitization* (epidote, chlorite, carbonate ± albite); *secondary quartzites*; *K-alkaline metasomatites* (quartz, K-feldspar, chlorite, albite); *chloritization*; *quartz-pyrite-chalcopryrite*; *quartz-hematite-chlorite* (+thuringite, gold, pyrite, galena, sphalerite); *quartz-sulphide (galena-sphalerite-chalcopryrite paragenesis* with selenium-bearing bismutinite, wittichenite, krupkaite, aikinite, emplectite; *galena-sphalerite paragenesis*; *anglesite, barite*); *quartz-chalcedony-sulphosalts*, quartz, chalcedony, amethyst, barite, gold, Ag-Sb-, Pb-Sb- and Cl-sulphosalts, Ag-tetrahedrite, hypogenic nadorite and anglesite, akantite, silver, antimonite, aurostibite); *carbonate*; *phosphate* (wavellite, pyromorphite) and *zeolite*.

The ore veins show a well expressed vertical zoning – the earlier parageneses were formed in the lower horizons of the ore veins and the later ones in the higher horizons. There is also a concentric (horizontal) zoning: Cu (Mo) → Si, Au, Fe → Si, Pb, Zn, Cu, Bi, Ag, Sb, Ga (Au) → Si, Au, Ag, Ba (Pb), (Zn). In fact this horizontal pattern is a projection of spherical zoning.

Lozen ore field (Pb, Zn, Cu, Ag, Au?) is situated within Lozen volcano (Fig. 50).

The metasomatic alterations of the host rocks are beresitization, argillization and pyritization.

The ore-forming process includes the following stages: *quartz-sulphide* (pyrite, galena, sphalerite, chalcopryrite, gold, tetrahedrite, chalcopryrite); *quartz-barite with gold* (+galena, sphalerite, pyrite, hematite, gold, electrum, native silver); *carbonate* (calcite, dolomite, ankerite).

A horizontal zoning in the distribution of ore mineralizations is observed – internal Cu-Pb-Zn zone, middle Pb-Zn and peripheral Au-Ag zone.

There are some anomalous uranium sectors of *uranium-phosphorus-hydrothermal and uranium supergenic type*.

Other ore mineralizations. Some other mineralizations are also known in the region: *manganese volcano-hydrothermal, antimony hydrothermal, zeolite volcanogenic, perlite magmatic, uranium sedimentary-infiltration, uranium-coal-bearing-clayey type diagenetic and placer gold manifestations and indications*.

4.1.4. Southeast Rhodope ore subregion

This subregion coincides entirely with the East Rhodope complex dome. It is defined as a subregion of the East Rhodope ore region since gold-polymetallic ore mineralizations play a leading part in the metallogeny of this area. Apart from that, due to the extensive exposures of the metamorphic basement, there are pre-Late Alpine chrome and iron mineralizations, synmetamorphic asbestos, talk and magnetite manifestations as well as pegmatite, muscovite, feldspar and gem quartz deposits and manifestations. Thus, the metallogenic pattern there is rather complex.

4.1.4.1. Geology

The main structure in the East Rhodope complex dome is *Byala reka metamorphic core complex (dome)*. Higher-order structures in this complex are *Tintiava, Zhelezintsi, Kostikovtzi and Lambuh dome*. West of Byala reka dome crops out *Kesebir dome* (Figs 53, 54, 55, p. 123, 124).

In general, the cores of the domes are built of the Migmatite complex and the periphery – of the Variegated complex.

The early extensional plutogenic magmatism in the subregion includes Chuchuliga, Rosino and Dranovo pluton as well as several smaller bodies.

The late extensional magmatism is represented by *Byala reka Magmatic Group*. The rocks of this group form extrusions, subvolcanic bodies and dikes intruding the metamorphic basement of Byala reka and Kesebir dome.

The late extensional processes generated steep faults (90–60°) of different direction. Commonly they bound superimposed depressions along the periphery of Byala reka dome – *Momchilgrad* (on the northwest), *Zlatoustovo* (on the north), *Mandritsa* (on the east) and *Kapinovo-Kushla* (on the south-southwest). *Byala reka graben* is situated within Byala reka dome.

These depressions are filled with Paleocene-Eocene sediments and Eocene-Oligocene volcanic rocks.

4.1.4.2 Metallogenic aspects

Dobromir ore field (Cr, asbestos, talk, Fe) is situated east of Zlatograd, in rocks of the Variegated complex (Fig. 56, p. 127).

Dobromir ophiolite is composed of dunites, peridotites, pyroxenites, rodingites, gabbro, eclogites and pegmatites. They are serpentized and less commonly suffered chloritization, talk alterations and carbonitization. Indications of iron-bearing quartzites have been established.

The ore mineralizations are manganochromite, chrompicotite and alumochromite and associate with ultramafic rocks. The chromites show higher content of platinum group elements – up to 1.6 ppm.

Other genetic types are early magmatic, late magmatic (dominating) and liquation ores.

The magmatic associations include pentlandite and less commonly heazlewoodite and milerite, as well as minerals of the platinum group – laurite, erlichmanite, rare OsIr alloys and Ir sulphoarsenides. The postmagmatic mineral association in the chromites contains pentlandite, godlevskite, heazlewoodite, mauherite, orcelite, chalcopyrite and gersdorffite.

The products of the hydrothermal metamorphism include serpentine, chlorite, talk, amphibole, carbonates and in subordinate amount sulphides – pyrrhotite, pentlandite, millerite, chalcopyrite.

The later hydrothermal activity is controlled by fracture systems filled with veins of asbestos (antophyllite and picrolite type), asbestos-like serpiolite, serpophite, carbonates, chlorites, cerolite, etc.

Kostur-Yakovitsa and Golyamo Kamenyane-Avren ore field (Cr, asbestos, talk, Ni, magnetite, magnetite, vermiculite, jaspilite, graphite, rutile) are characterized by similar geology but with certain nuances in the variety of ore components. In general, the content of platinum group elements is lower.

Kamilski dol and Chuchuliga pegmatite field (muscovite, feldspar). The pegmatites are oligoclase-bearing and comprise mainly quartz, muscovite, oligoclase and microcline.

Popsko ore field (Ag-Pb-Zn) is located in the northern part of Byala reka dome (Fig. 57, p. 129). There are bodies and dikes of rhyodacites and rhyolites of the Planinets rhyolite complex.

The ore-bearing faults in the ore field trend NNE. The following mineral parageneses are described: *quartz-hematite-specularite paragenesis; quartz-*

pyrite-chalcopyrite paragenesis (+pyrrhotite; associates with kaoline argillizites); *quartz-polymetallic paragenesis* (pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, pyrite, native gold, argentite, sulphosalts, arsenopyrite, marcasite, bornite, specularite; bears the main sulphides); *quartz-sulphosalt paragenesis* (+hydromica, native gold, argentite, pyrite, bornite); *carbonate paragenesis* (calcite, rhodochrosite, siderite, oligonite, ferromanganodolomite); *late sulphide paragenesis* (sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite).

The mineral parageneses reveal a vertical zoning – the quartz-pyrite-chalcopyrite paragenesis dominates in the lower horizons and the quartz-sulphide (polymetallic) in the upper ones. The products of the quartz-chalcedony-sulphosalt paragenesis show a horizontal zoning – they are concentrated mainly in the periphery of the ore field whereas the products of the quartz-pyrite-chalcopyrite and quartz-sulphide paragenesis are related to the central parts. In fact there is a combination of two zoning patterns with elements of domal zoning.

Kamilskidol ore field (Au). The gold-sulphide mineralizations are most probably related to the Paleogene magmatism. The hydrothermal alterations are represented by the following mineral parageneses: chlorite-epidote-carbonate-quartz; quartz-actinolite-chlorite; siderite-hydromica-clay minerals-actinolite. The ore mineralizations are hosted in the metamorphic basement. The mineral composition includes pyrite, arsenopyrite, cobaltine, chalcopyrite, sphalerite, galena, bismutinite, native bismut, native gold, electrum, Pb-Bi and Cu-Bi sulphosalts, marcasite, melnikovite and quartz.

Chernichevo ore field (Sb, Pb, Zn, Ag, Au) is located in the SW parts of Byala reka dome. The ore bodies are of vein and vein-disseminated type and are hosted mainly in WNW faults in the metamorphic basement. The ore bodies are of two mineral types – quartz-stibnite and quartz-galena-sphalerite.

Other ore mineralizations. *Rozino gold-hydrothermal deposit and Gornoseltsi manifestation* are hosted in Paleocene and Priabonian sediments. The mineralizations are similar to those in Ada tepe deposit.

Planinets uranium deposit is situated in the eastern periphery of Popsko ore field. It is of proper uranium (nasturium) hydrothermal type. There are also a number of supergenic uranium indications in the region.

Popsko and Avren thorium-rare earth indications are localized in amphibolites. Orthite is the main ore mineral, which concentrates thorium and rare earth

elements. This type of mineralizations occurs in orthoamphibolites or along contacts of serpentinized ultramafic rocks. It is assumed that the thorium-rare earth mineralizations are of magmatic origin. Later they were redistributed as a result of regional metamorphism, intrusion of granites and/or pegmatites.

4.1.5. Kurdzhali subregion of non-metalliferous raw materials (industrial minerals and rocks)

This subregion associates spatially with Kurdzhali block. The latter is situated between the Central Rhodope and East Rhodope complex dome and Harmanli block as well as between the Northeast Rhodope, Momchilgrad and Zlatoustovo depression.

4.1.5.1. Geology

In the NE part of the block crop out rocks of Leshnikovo Formation and Krumovgrad Group, which overlie the metamorphic basement. They are covered by sediments of the Priabonian breccia-conglomerate, coal-bearing-sandy, marl-limestone and volcano-sedimentary formation (Fig. 58, p. 133).

Further upward follow mainly volcanic rocks. In Kurdzhali region volcanics of intermediate composition are lacking and only acid varieties are known. They form Kurdzhali Acid Magmatic Group with Beliplast rhyodacite, Perperok trachyrhyolite, Stom-anovo rhyolite and Ustra rhyolite complex.

The explosive centers of Beliplast complex are localized mainly along Zlatoustovo dislocation. Zornitsa graben, whose position is controlled by Zlatoustovo dislocation, probably formed as a result of normal faulting above a discharging peripheral magma chamber.

The explosive centers and extrusions of Perperok complex are aligned along Ardino fault zone.

The extrusions of Ustra complex are concentrated in the SW periphery of Kurdzhali block.

The area is intensively faulted into numerous smaller fault-block structures – horsts, grabens, wedges (Fig. 59, 60, p.135, 136).

4.1.5.2 Metallogenic aspects

This subregion reveals a specific metallogenic pattern. It includes non-metalliferous resources related mainly to the acid manifestations of the late extensional magmatism in the area around the town of Kurdzhali (Fig. 61, p.139). Metalliferous mineralizations are only some uranium manifestations and the Sremtsi gold hydrothermal deposit.

Zeolite volcanogenic deposits and manifestations. They are localized mainly in acid pyroclastics

of Beliplast rhyodacite and Perperék trachyrhyolite complex of Kurdzhali Group. The zeolitic rocks were formed during replacement of pieces of volcanic glass and pumice within the pyroclastics. In single cases mordenite zeolitic rocks were generated during replacement of perlites in rhyolite bodies of Beliplast and Mesek complex. The bodies of zeolite rocks within the pyroclastics are sheet-like or lens-like.

Beliplast complex is most productive of zeolite raw material. The complex associates with analcim, clinoptilolite, mordenite and polymineral zeolitic rocks.

Zornitsa zeolite field includes deposits of clinoptilolite zeolites within pyroclastic rocks of Beliplast complex in Zornitsa graben and Mudrets wedge.

The zeolitic rocks related to Perperék complex are of subordinate occurrence and are monotonous clinoptilolites. They are localized in direct proximity to the supposed explosive center of Perperék trachyrhyolite complex.

Lyaskovets deposit of mordenite rocks is situated within pyroclastic flows of Beliplast complex. Mordenitization is most intensive around the contacts between pyroclastic rocks and rhyolite bodies with perlites.

Bentonite hydrothermal-metasomatic deposits and manifestations. They are products of argillization of acid and intermediate pyroclastics and develop mainly in *Kurdzhali bentonite field*. Clay minerals are montmorillonite and kaolinite.

Perlite magmatic deposits and manifestations are found in the effusive and subvolcanic facies of almost all acid magmatic complexes in the Eastern Rhodopes. However, only those related to Kurdzhali Acid Magmatic Group are of economic importance, in particular Perperék and Ustra rhyolite complex. The perlite bodies are hosted mainly in the contact zones of magmatic bodies – mainly extrusives and less commonly lava flows, dikes and sills.

Ustra perlite field is situated in the so-called Ustra effusive region. The perlite bodies occur in extrusions of Ustra rhyolite complex, mainly along their periphery.

Glavanak field of weathering clays. The halluasyte-kaolinite weathering crust was formed upon intermediate and acid volcanic rocks. From base to top are established: fresh rocks with veinlets of clayey and carbonate minerals; montmorillonite and above them halluasyte clays with preserved structural and textural features of the initial rocks; kaolinite clays with entirely erased structural and textural elements of the initial rocks.

Dzhebel talk field. The magnesite-talk mineralizations are related to metamorphic and hydrothermal alteration of ultrabasic rocks from the basement.

Other mineral resources. Many manifestations and indications of *agates* are known in the intermediate volcanic rocks, mainly of Dambala Group.

There are also mineralizations of *uranium diagenetic (uranium-coal-bearing-clay type)*, *uranium volcano-sedimentary (uranium-iron-phosphate type)*, *uranium sedimentary infiltration (mica-coffinite type)*.

Sremtsi gold hydrothermal deposit is situated in sediments of the coal-bearing sandy formation. The ore bodies are linear stockworks similar to those in Ada tepe. The deposit has been mined by the thracians.

4.2. Central Rhodope ore region

The Central Rhodope ore region associates with the Central Rhodope complex dome.

The metallogenic pattern of this region is outlined by Pb-Zn deposits localized only in Madan-Davidkovo dome (Fig. 62, p.145). Madan-Davidkovo ore subregion is a second-order structure in this region.

Several granitoid bodies of the early extensional magmatic stage crop out in the northern part of the complex dome. They associate with fluorine-molibdenite and uranium hydrothermal deposits and manifestations that are grouped in Yugovo-Narechen subregion.

4.2.1. Madan-Davidkovo ore subregion

This subregion is dominated by Pb-Zn skarn and hydrothermal deposits. They form *Madan, Luki, Davidkovo, Ardnino and Byalizvos ore field*.

The ore bodies are veins in the metamorphic basement. Skarn hydrothermal metasomatic ore bodies form when ore-hosting faults intersect marbles.

The evolution of the hydrothermal process in the individual ore bodies shows many common features.

The alterations around the ore bodies are of the type of beresites. In Madan ore field there are also listvenites.

Everywhere the hydrothermal process starts with deposition of skarns. Usually this is a johansenite-rhodonite paragenesis and only in Arda ore field it is a hedenbergite-diopside one.

Initially, a quartz-pyrite (Madan, Davidkovo, Luki ore field) or specularite-magnetite-quartz paragenesis (Ardino ore field) forms. It is followed by the main productive quartz-galena-sphalerite paragenesis (in Madan, Arda and Luki ore field with native gold).

Later, in Madan and Davidkovo ore field, the succession is rhodochrosite followed by a quartz-arsenopyrite-sulphosalt paragenesis. The end of the hydrothermal process is everywhere marked with calcite-manganocalcite or calcite (Luku ore field) paragenesis.

In Byalizvor ore field there are also supergenic oxide manganese ore mineralizations (Pozharite).

The ultramafic rocks in the area of Arda ore field contain Cr-Ni-magnetite magmatic mineralizations. Serpentinization and listvenitization are established along fault zones.

Uranium-polymetallic hydrothermal mineralizations are known in Lucky and Davidkovo ore field.

Other deposits and manifestations. In Dolen and Lenishte-Mishevsko pegmatite field (*muscovite, feldspar*) the pegmatites are rare earth, oligoclase-microcline type.

In Gulubovo pegmatite field (*gem stones*) the pegmatites are chamber microcline-albite. They contain a number of gem stones – mountain crystal, beryl, garnet.

4.2.2. Yugovo-Narechen ore subregion

The Late Cretaceous-Eocene granitoid complex in this subregion bears lead-zinc, fluorine, molybdenite, wolfram and uranium mineralizations. This region includes **Yugovo (fluorine, Mo), Persenk (Pb, Zn) and Narechen (U) ore field**. The boundary between Yugovo and Narechen ore field is not very distinct and both fields merge. The figured maps include only their easternmost peripheries.

Other deposits and manifestations. In the north-easternmost part of the complex dome, in the area of Dolnoslav Village, gold-polymetallic manifestations have been established. They are assumed to be paragenetically related with the granitoid bodies of the early extensional magmatic stage exposed in the region.

In the area of Gornoslav Village crops out an ultramafic body that hosts the chrome and magnesite deposit of the same name.

5. LATE ALPINE METALLOGENIC EVOLUTION

5.1. Pre-Late Alpine metallogenic epoch

Typical of this epoch are repeated phases of basic and acid magmatism.

The high-grade metamorphic rocks in the Eastern Rhodopes contain several levels of basic and ultrabasic rocks. These rocks are interpreted as ophiolite complexes. Isotopic dating indicates two stages of

formation – Neoproterozoic and Ordovician-Silurian, possibly a third one during the Jurassic.

The ophiolite complexes associate mainly with *chrome (Ni, Co) magmatic and hydrothermal, metamorphosed iron deposits* and some titanium (rutile) metamorphosed manifestations (Fig. 63, p. 151). They were formed during the Neoproterozoic and/or in the period Ordovician-Silurian, when the hosting ophiolite complexes were formed. They were emplaced in the high-grade metamorphic basement during the Mesozoic.

The chromites at Dobromir Village are characterized by high content of platinum group elements (up to 1.6 ppm), in contrast to those at Yakovitsa and Golyamo Kamenyane. The joint occurrence of rich and poor in platinum group elements chromites shows that the chromites were formed from different source melts. It is assumed that the rich in platinum group elements chromites were derived from magmas of boninitic affinity. This suggests that Dobromir massif is a fragment of subducted mantle in arc environment. Chromites in Yakovitsa and Golyamo Kamenyana massif, which are poor in platinum group elements, are related to ultrabasic rocks derived from mantle magma in a spreading zone.

In the East Rhodope and Central Rhodope complex dome crop out metagranites of different age – Cambrian-Ordovician, Carboniferous and Jurassic. This magmatism is sterile. Only the Jurassic acid magmatism in the area of Narechen Village may be bearer of uranium metamorphosed mineralizations.

Some *uranium-thorium-rare earth manifestations* may be pre-Late Cretaceous but their age is still under debate.

5.2. Late Alpine metallogenic epoch

During this epoch the study region was involved in post-collisional extension – metamorphic core complexes (domes) were formed and exhumed. Depressions developed between the domes and in their peripheral parts. These processes generated intensive magmatic activity of two essentially different types. The early extensional magmatism (intrusive facies, acid composition) is localized in the metamorphic basement. It is assumed to be of crustal origin. The late extensional magmatism (volcanic facies, both acid and intermediate composition) is concentrated mainly in the depressions. In the metamorphic basement it is sporadic and produced subvolcanic dikes and bodies. This magmatism is of mantle origin. Each type of magmatic activity shows specific metallogenic pattern.

5.2.1. Early extensional metallogenic stage (K₂-Pg₂)

Hydrothermal-metasomatic deposits and manifestations of asbestos, talc and magnesite are related to metamorphic processes in ultrabasic bodies (Fig. 64, p. 154). *Skarn iron manifestations* formed during the intrusion of granitoid plutons. *Pegmatite deposits of muscovite, feldspar and gem quartz* associate with the later pegmatite phase of the plutons (Fig. 65, p. 155) and *Mo-fluorine, U-fluorine and Cu-Mo±W hydrothermal deposits and manifestations* – with the final hydrothermal activity.

All these processes are intimately interlaced and sometimes it is difficult to reconstruct their succession without specialized studies.

Molibdenum-fluorine and uranium-fluorine mineralizations are known only in the Central Rhodope complex dome, in Yugovo and Narechen ore field. Such mineralizations are lacking in the granitoid plutons in the Eastern Rhodopes.

5.2.2. Late extensional metallogenic stage (Pg_{2,3})

During the late extensional stage exhumation of core complexes started. The domes were eroded and between them depressions formed. Initially (Paleocene-Eocene), the continental sediments of Krumovgrad Group were laid down in small isolated basins. Coarse-clastic rocks dominate at the base of the section and sandy varieties occur in the higher levels (Fig. 66, 67, p. 156, 157).

During the Priabonian the basins widened, merged and formed a large basin, initially with continental and later with shallow-marine deposition. In the beginning, the coarse-clastic deposits of the breccia-conglomerate formation were laid down (Fig. 68, p. 158).

During the next depositional episode were formed the materials of the coal-bearing-sandy formation (Fig. 69, 159). They host *uranium diagenetic indications of uranium-coal-clay type*. This is also the time when the *gold hydrothermal deposits of "Ada tepe" type* were formed. This type of mineralizations is concentrated in the SE periphery of Momchilgrad depression – Krumovgrad ore field. The metamorphic rocks along the NE periphery of Byala reka core complex likewise host gold hydrothermal mineralizations – *Kamilski dol* deposit.

During the next episode the sediments of the marl-limestone formation were laid down. They intercalate with reef edifices (Fig. 70, p. 160). Their de-

position marks a change from continental to marine environment.

The marl-limestone formation is overlain by flysch sediments of the volcano-sedimentary formation comprising pyroclastics and epiclastics of intermediate composition (Fig. 71, p. 161).

The first phases of magmatic activity are intermediate in composition. The products of Kolets basalt-andesite complex were deposited in the Northeast Rhodope depression. They form Kolets volcano (Fig. 72, p. 162).

The next phase in the Northeast Rhodope depression is represented by shoshonite-latite varieties – Bukovo and Voinovo shoshonite-latite complex. Their products form the base of Dragoinovo and Bezvoden volcano, Yavorovo volcano and several smaller volcanic structures (Fig. 73, p. 163).

Approximately at the same time, the products of Kalabsh andesite complex were laid down in Momchilgrad depression. They build Iran tepe volcano and several smaller volcanics structures.

All these magmatic phases are sterile. Only in Kalabsh complex they associate with *hydrothermal manifestations of agates*.

Nikolovo volcano, build of rocks of Nikolovo latite complex, formed later (Fig. 74, p. 164).

Intensive acid volcanism followed later. Pyroclastic and extrusive rocks of Mezek rhyolite complex associate in Zlatoustovo depression. Lozen volcano started to erupt (Fig. 75, p. 165).

Immediately after, the eruption of the pyroclastics of Beli plast rhyodacite complex started with explosive centers localized mainly along Zlatoustovo depression. In the NW part of the area, the acid rocks of Beli plast complex interfinger with products of Bezvoden latite complex – the second phase of Bezvoden volcano. The pyroclastic of Beli plast complex associate with *volcanogenic zeolite deposits*.

Probably a little later, the products of Chernamogila trahyrhyolite complex were erupted and shaped the final edifice of Lozen volcano (Fig. 76, p. 167).

The later magmatic phases are again intermediate in composition. The products of Dragoinovo latite complex were erupted in the Northeast Rhodope depression. They constitute the second phase of Dragoinovo volcano and many other smaller volcanic edifices (Fig. 77, p. 168). This magmatism generated *manganese volcano-hydrothermal manifestations*. Genetically related to the comagmatic Surnitsa monzonitoid pluton are *Cu-Mo hydrothermal manifesta-*

tions. Secondary quartzites, related to this magmatic phase, associate with *alunite volcanogenic deposits*.

In Zlatoustovo depression developed Madzharovo volcano. The base of the volcano consists of the volcanics of Kochash shoshonite complex.

In Momchilgrad depression, the products of Rabovo latite-andesite complex were laid down. They build the base of Iran tepe, Bivoljane and Dambaluk volcano. This complex hosts *bentonite hydrothermal-metasomatic deposits and hydrothermal manifestations of agates*.

During the next episode Momchilgrad volcano erupted the products of Glavanak latite complex with associated *manganese volcano-hydrothermal manifestations* (Fig. 78, p. 169).

Next follows the deposition of Gaberovo trachydacite complex (Fig. 79, p. 170). *Cu-Mo hydrothermal manifestations* associate with a monzonitoid pluton – comagmatic with respect to Madzharovo volcano.

Again followed intensive acid volcanic activity.

Pyroclastics of Borovitsa and Bryagovo rhyolite complex were laid down in the Northeast Rhodope depression (Fig. 80, p. 171). They associate with *uranium and phosphorite volcano-sedimentary manifestations*. Toward the end of this stage Borovitsa caldera began to form.

Approximately synchronously, pyroclastics of Perperek trachyrhyolite complex and associated *zeolite hydrothermal deposits* were deposited. These pyroclastics host also *uranium volcano-sedimentary manifestations*. The effusive varieties generated *magmatic deposits of perlites*.

A little later, Dzhebel depression developed as a higher-order structure in Momchilgrad depression. It is filled with sediments of Dzhebel Formation (Fig. 81, p. 172).

During the next stage, the Northeast Rhodope depression was intruded by dikes and bodies of Panichkovo trachyrhyolite complex (Fig. 82, p. 174).

In the western part of Momchilgrad depression, extrusions of Ustra rhyolite complex and associated *perlite magmatic deposits* formed.

Products of Zvezdel basalt-andesite complex were laid down in Momchilgrad depression. They build Zvezdel volcano and new phases of Sveti iliya and Dambalak volcano. *Hydrothermal manifestations of agates* associate with them.

During the next episode products of Murga trachyrhyolite complex (mainly ignimbrites) were erupted in the Northeast Rhodope depression. Murga

caldera probably formed towards the end of this stage (Fig. 83, p. 176).

A new phase followed in Momchilgrad depression, in Sveti iliya, Bivoljane and Dambalak volcano – Sveti iliya trachyrhyodacite complex and associated *perlite manifestations*.

In Momchilgrad depression the magmatic activity continued with eruption of the products of Momchilgrad trachydacite complex. They build a new phase in Dambalak volcano and some smaller parasitic cones along the slopes of Zvezdel volcano (Fig. 84, p. 177).

During the next episode, the Northeast Rhodope depression was intruded by bodies and dikes of Gradishte trachyrhyodacite complex. They are localized along Bukovo fault swarm (Fig. 85, p. 178).

In Momchilgrad depression products of Raven rhyolite complex were laid down. They associate with *uranium volcanogenic-sedimentary manifestations*.

The next episode is characterized by intrusions of subvolcanic bodies and dikes across the whole region. They are mainly of acid composition, but latite and shoshonite varieties also occur. In the Northeast Rhodope depression this is Tri mogili complex, in Momchilgrad depression – Pcheloyad complex, and in the East Rhodope complex dome – Planinets complex of Byal Reka Group (Fig. 86, p. 179).

The final phases of the late extensional magmatism generated numerous hydrothermal (Au-Pb-Zn (\pm Sb) and in the Central Rhodopes – hydrothermal and skarn Pb-Zn mineralizations. Typical of the Eastern Rhodopes are antimony hydrothermal manifestations and in both the regions – uranium and uranium-polymetallic hydrothermal deposits and manifestations (Fig. 87, p. 180).

During the next stage the East Rhodope complex dome was intruded by bodies and dikes of the Krumovgrad basal complex.

At that time a thick weathering crust and associated *halloysite-kaolinite weathering deposits* locally formed (Fig. 88, p. 182).

5.2.3. Final postmagmatic metallogenic stage (Pg₃-Q)

Towards the end of the Oligocene and during the Miocene, the sediments of Vulche pole, Dragoinovo and Maritsa Formation were laid down (Fig. 89, p. 183). The rocks of Vulche pole molasse host *uranium sedimentary-infiltration (uranium-silicate type) indications*.

During the Neogene, terrigenous sediments of Ahmatovo Formation were deposited in the northern part of the study area (Fig. 90, p. 184). They associate with *uranium infiltration deposits and manifestations*. Haskovo (Bolyarovo) deposit is a typical representative.

During the Pliocene-Quaternary substage *iron-manganese, uranium and vermiculite supergenic and placer gold deposits and manifestations* formed (Fig. 91, 91, p. 185, 186).

6. GEOLOGIC-GENETIC MODEL OF THE LATE EXTENSIONAL MAGMATISM AND RELATED METALLOGENY. REGIONAL TRENDS IN THE DISTRIBUTION OF MINERAL RESOURCES

The available data suggest mantle origin of the source magma during the late stage of extension.

In the process of growth and exhumation of core complexes, the lower plastic layer of the crust was gradually thinning out between the individual domes and along the periphery of the Rhodope massif. In these domains the upper mantle was raising and mantle material penetrated the crust. The products of this magmatism, dominantly in effusive facies, concentrated in the confines of the East Rhodope complex depression. In fact this is the domain with thinnest crust in the Rhodopes and the adjacent regions (Fig. 93, p. 188). Some small acid, intermediate and basic subvolcanic bodies and dikes, as well as monzonitoid plutons intruded also the surrounding domes (subvolcanic to hypabyssal facies).

The magmatism of the late extensional stage is a product of several magma chambers of intermediate composition. They originated in a common late extensional tectonomagmatic environment, but evolved more or less independently. The magmatism is of mantle origin, but the composition of the individual magma chambers was specific and they were to a certain extent enriched in core material. These chambers show a similar (uniform) but not identical and simultaneous evolution.

In these intermediate chambers, the magma differentiated and as result peripheral magma chambers of intermediate and acid composition formed (Fig. 94, p. 189). The intermediate magma from the peripheral magma chambers experienced further evolution and differentiation and the magmatism evolved from intermediate toward acid.

The two types of magma chambers generated specific and diverse metallogeny.

6.1. Main features of the gold-polymetallic hydrothermal mineralizations in the East Rhodope ore region

This region includes the East Rhodope complex depression and the East Rhodope complex dome – a typical province of gold-polymetallic hydrothermal mineralizations.

The metasomatites around the polymetallic (Pb, Zn) ore bodies of gold-polymetallic type are argillizites. Around them, in some deposits develop breccias. The outermost zones are sometimes propylites. Adular-sericite type alterations are typical of the upper parts of the system of proper gold or gold-polymetallic ore bodies. During the late mineralizations stages, the alterations are zeolitization, beresitization and carbonitization. These alterations are observed both in the hosting metamorphic and volcanic rocks.

The mineralization process in the ore fields reveals many common features. In the beginning a quartz-hematite-specularite paragenesis formed (Popsko, Madzharovo, Spahievo ore field – gold-bearing), followed by quartz-pyrite-chalcopyrite (Popsko, Madzharovo, Spahievo ore field) or pyrrhotite-arsenopyrite (Sedefche deposit with gold?) paragenesis. The next quartz-sulphide paragenesis is the main carrier of the polymetallic mineralizations (galena, sphalerite) but is likewise gold-bearing (Popsko, Zvezdel-Pcheloyad, Madzharovo, Spahievo ore field). The main carrier of gold and silver is the quartz-chalcedony-sulphosalt (Popsko, Zvezdel-Pcheloyad, Madzharovo ore field) or the quartz-chalcedony-pyrite (Spahievo ore field) paragenesis. Last to form was the calcite and/or barite paragenesis, which in Madzharovo and Lozen deposit is likewise bearer of gold. In fact gold has been established in all or almost all mineral parageneses but it is most abundant in the quartz-sulphosalt paragenesis, which is its principal carrier. The final parageneses in Madzharovo and Zvezdel-Pcheloyad ore field and Chernichevo deposit carry antimony mineralization, which is most abundant in Chernichevo deposit.

The mineral parageneses are telescopically superimposed. In all ore fields there is a domal zoning in the distribution of mineral parageneses. The internal parts of the ore fields host the earliest parageneses whereas their higher and peripheral parts contain the latest ones. In this way the internal parts host copper mineralization (without essential economic importance) followed by a zone of dominantly Pb-Zn mineralization and an outer zone of Au-Ag mineralization. For this reason the internal parts of the ore fields concentrate mainly deposits of quartz-galena-sphalerite type and their higher and peripheral parts

– deposits and manifestations of quartz-gold-polymetallic mineral type.

The sequence of deposition of the main elements in time and space is: Fe, Cu ±Au → Pb, Zn ±Au → Au, Ag ±Mo? → chalcedony, barite ±Au.

Плюшев (1994) assumed that the productive hydrothermal system developed in zones of higher permeability, related to regional faults and thrusts. The fluids in these zones formed from buried solutions, juvenile emanations and water. The anomalous thermal flow from the cooling magma sources provoked higher bed pressure and convective circulation of the solutions. In the process of this circulation, the host rocks were propylitized and the solutions extracted from them ore components. When they reached zones of higher permeability (fault zones) the solutions became slightly acid due to drop in pressure and temperature. Rising upward to the surface along permeable zones and around them, they deposited the sulphide mineralization in open fractures and argillized the host rocks (Fig. 95, p. 191). Further drop in temperature and pressure resulted in boiling and degassing of the hydrothermal solution, which lead to deposition of ore minerals of the sulphosalt stage and formation of adularites. The emanating gases provoked sulphatar argillization and their elevation to the surface formed ‘quartz hats’.

Dimitrov et al. (1996) refined some aspects of this model. According to these authors the thrust zones (detachment faults) provide paths of meteoric water into the hydrothermal system. The intrusions (magma chambers) and their hydrothermal fields provoked convective circulation of the fluid. The faults, tectonic zones and permeable levels acted as channels (conductors) for the hydrothermal fluids. The form of the channels controlled the morphology of the ore bodies – ore veins infilling steep faults and subhorizontal ore bodies in highly permeable horizons. On the other hand, the zoning of ore mineralizations was controlled by the thermal gradient field. This zoning from base to top is: Cu-Mo → Cu-Au-polymetallic → Au-pyrite-sulphosalt with Au and Ag mineralizations.

This model is well grounded and logical. However, we cannot accept that the whole volume of metals of the Au-Pb-Zn mineralizations was extracted from the zones of propylitization. The areal extent and depth of generation of this association (according to Плюшев at a depth of 1.5-3 km) cannot ensure a sufficiently large volume for extraction of such a huge quantity of metals. In general, the ‘root of the

system’, according to Плюшев (1994), is rather shallow. The depth of the peripheral magma chambers is probably 5–6 to 10–12 km (Маврудчиев, 1992). Part of the ore components (Pb, Zn) was probably incorporated in the magma melt at a larger depth.

6.2. Geologic-genetic model of the mineralizations related to peripheral magma chambers of intermediate composition in the East Rhodope ore region

Two types of magma chambers are distinguished. The magma in the first type is of intermediate composition and the chamber is localized in depth below the depressions. The second type, likewise assumed to contain magma of intermediate composition, is situated within the metamorphic core complexes. Both types generate dominantly polymetallic ore mineralizations but they show some difference and specific features.

6.2.1. Ore mineralizations related to magma chambers of intermediate composition in the East Rhodope complex depression

The individual phases of volcanic activity related to this type of magma chambers evolve from intermediate to acid composition. Their metallogenic features vary in a wide range. All phases of their magmatic evolution are productive.

Initially *gold hydrothermal deposits of Ada tepe type* formed. They preceded the active volcanic activity on the surface and probably formed during the deposition of the uppermost parts of Krumovgrad group, before the deposition of the coal-bearing-sandy formation (Priabonian).

The ore bodies associate with Paleocene sediments or the lower parts of Priabonian sediments (Fig. 96A, p. 193). Upwards, but within the Priabonian sediments below the volcanics, bed-like bodies of monoquartzites type ‘Sinter’ ore geizerites are emplaced.

According to Ar/Ar dating of adular from Han Krum (Ada tepe sector) and Rozino deposit the age is 35 Ma and 36–36.5 Ma respectively. These values are a little older than the earliest volcanic activity in Momchilgrad depression (Iran tepe volcano – 32.7 Ma). The ore mineralizations along the SE margin of Momchilgrad depression (Krumovgrad ore field) gravitate around Iran tepe volcano. The hydrothermal solutions that deposited the gold mineralizations in Krumovgrad ore field are probably initial manifestations of a peripheral magma chamber. They precede

the eruption of volcanic products on the surface but are paragenetically related with them and have a common root in depth.

Approximately at the same time, in the sediments of the coal-bearing-sandy formation, *uranium (uranium-coal-clay type) sedimentary-diagenetic manifestations* formed. They are not related to the magmatic activity.

The early intermediate volcanic phases associate with *manganese volcano-hydrothermal, bentonite and agate hydrothermal deposits and manifestations* (Fig. 96B, p. 193). Only the bentonite deposits are of economic interest.

The comagmatic monzonitoid plutons intruding Dragoynovo and Madzharovo volcano produce secondary quartzites (Fig. 96C, p. 195). They associate with *volcanogenic deposits of alunite*.

In Spahievo ore field, in the monzonitoid pluton and its host rocks, *Cu-Mo hydrothermal manifestations* of stockwork type have been established. They are genetically related to Surnitsa monzonitoid pluton and associate with areal hydrothermal-metasomatic alterations (secondary quartzites).

The late acid phases produce *magmatic manifestations of perlites* (Fig. 96D, p. 195). Significant deposits of perlites were not formed during the acid phases.

The main industrial ore mineralizations are related to the postmagmatic hydrothermal activity – *Pb-Zn and Au-Pb-Zn±Sb hydrothermal deposits and manifestations* (Fig. 96E, p. 196).

The main ore fields in the East Rhodope depression are localized in the largest, intermediate in composition volcano-plutonic structures within the respective depressions. In the East Rhodope depression, Dragoynovo volcano hosts Spahievo ore field. In Momchilgrad depression, Zvezdel volcano associates with Zvezdel-Pcheloyad ore field. In Zlatoustovo depression, Madzharovo ore field is localized in the confines of Madzharovo volcano. Only Lozen ore field, as an exception, is localized in Lozen acid volcano. In this case the term “ore field” is exaggerated – the reserves are rather limited.

The ore bodies, mainly of vein type, are localized within volcanic rocks. Only their lowermost parts penetrate into the underlying Paleogene sediments or metamorphic rocks.

A domal zoning is observed in the distribution of mineral parageneses. The earlier and higher temperature mineral parageneses are concentrated in the internal parts of the volcanoes (or the ore fields) whereas the later and lower temperature paragenesis-

es are related to their peripheral and apical parts. For this reason Pb-Zn bodies tend to occur in the internal parts whereas Au-polymetallic ore bodies concentrate in the higher and peripheral parts.

The vein gold-polymetallic mineralizations are genetically related to the magma source at depth but not to the intrusion or the particular volcanic rocks. Hydrothermal-metasomatic alterations around the ore veins (argillizites and adular-sericite metasomatites) are typical of these gold-polymetallic ore bodies.

The individual ore fields show certain specific features, which can be explained with the different composition of the magmatism from the different magmatic groups or the peripheral magmatic chambers, respectively.

The magmatic complex of intermediate composition in the Northeast Rhodope and Zlatoustovo depression (hosting Spahievo and Madzharovo ore field) are characterized by high content of K_2O and K_2O+Na_2O and belong to the shoshonitic and high-K subalkaline series. The Putocharka Intermediate Magmatic Group in Momchilgrad depression (hosting Zvezdel-Pcheloyad ore field) shows likewise higher content of K_2O and K_2O+Na_2O but plots mainly in the field of the high-K calc-alkaline series,

These differences reflect in the metallogenic pattern. Spahievo and Madzharovo ore field associate with intermediate magmatic groups with higher alkalinity, and are characterized by wide occurrence of secondary quartzites and associated deposits of alunites and Cu-Mo mineralizations. Such mineralizations are not established in Zvezdel-Pcheloyad ore field.

On the other hand, some differences in the magmatism of Dambala Group (lower alkalinity) in Momchilgrad depression are probably the reason for more abundant occurrence of gold-polymetallic mineralizations of “Ada tepe” in this depression.

Deposits of bentonites and agates are typical of intermediate volcanic rocks mainly in Dambala Group and in particular in Rabovo latite complex. This probably can be again explained by the specific features of the magmatic rocks in this magmatic group.

6.2.2. Ore mineralizations related to magma chambers of intermediate composition in the East Rhodope complex dome

Typical representative is Popsko ore field. Principal industrial-genetic types are likewise Au-Pb-Zn hydrothermal mineralizations, which are very close to those in the East Rhodope complex depression. The ore bodies are Pb-Zn and Au-Pb-Zn veins cutting the metamorphic basement. They show similar domal

zoning in the distribution of mineral parageneses. In Chernichevo ore field, however, antimony mineralization is more abundant.

Kamilski dol gold-hydrothermal deposit may be regarded as an analogue of Ada tepe gold hydrothermal deposit but it is hosted in metamorphic rocks.

Manganese, copper-molibdenum and perlite manifestations are not known in the confines of the East Rhodope complex dome but, as in the East Rhodope complex depression, they are not of economic importance.

6.3. Lead-zinc skarn and hydrothermal mineralizations in the Central Rhodope ore region

The ore bodies are veins in the metamorphic basement. Skarn hydrothermal-metasomatic ore bodies form when ore-hosting faults intersect marbles.

The alterations around the ore bodies are of beresite type. Listvenites have been described in Madan ore field.

Everywhere the hydrothermal process begins with formation of skarns. Usually this is a johansenite-rhodonite paragenesis and only in Arda ore field it is a hedenbergite-diopside one. It is followed by quartz-pyrite (Madan, Davidkovo, Luky ore field) or specularite-magnetite-quartz (Arda ore field) paragenesis. Next forms the main productive quartz-galena-sphalerite paragenesis (Mada, Arda and Luky ore field with native gold). Later follows rhodochrosite and quartz-arsenopyrite-sulphosalt paragenesis (Madan and Davidkovo ore field). The final paragenesis in the hydrothermal process is calcite-manganocalcite or calcite (Luky ore field).

If we take into consideration that the polymetallic mineralizations in the Eastern Rhodopes are paragenetically related to magma chambers of intermediate composition, we can assume the same for the Central Rhodope mineralizations, irrespective of the fact that at the present erosion level they associate mainly with acid subvolcanic dikes and bodies.

6.4. Comparison of lead-zinc mineralizations in the Central Rhodope and the gold-polymetallic mineralizations in the East Rhodope ore region

Skarns are a typical feature of the Central Rhodope ore region. In the East Rhodope ore region, hydrothermal-metasomatic ore bodies also associate with marbles and limestones but skarn minerals are not present.

Secondary quartzites are abundant in the East Rhodope ore region. They precede the polymetallic

mineralization and associate with Cu-Mo mineralization without economic significance. Secondary quartzites and Cu-Mo mineralizations have not been established in the Central Rhodope ore region.

Beresitization is the most common alteration around ore bodies in the Central Rhodope ore region. In contrast, the polymetallic ore bodies in the East Rhodope ore region associate mainly with argillizites and propylites, less commonly with beresites in some ore fields. Adular-sericite alterations are observed around gold-polymetallic ore bodies in the East Rhodope ore region.

In both regions, the galena-sphalerite paragenesis is abundant and of principal economic significance. In East Rhodope ore region, gold mineralizations are of wide occurrence and associate with the later quartz-chalcedony-sulphosalt or quartz-chalcedony-pyrite paragenesis. In the Central Rhodope ore region gold is also present but in much lower quantity and usually associates with the galena-sphalerite paragenesis.

The final products in the East Rhodope ore region commonly associate with stibnite mineralization, which is abundant in Chernichevo deposit. In the Central Rhodope ore region such a mineralization has not been described.

The composition of fluids, the physico-chemical environment of ore deposition, the isotope composition and the sources of water, sulfur and lead are best studied in Madan and Madzharovo ore field. These two fields are assumed to be representative examples of the Central Rhodope and East Rhodope ore region, respectively.

Composition of fluids. The fluids in Madan and Madzharovo ore field are very similar in total alkali content of the solutions – around 3–5% NaCl_{eq} . Their composition is of the type $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$.

Physico-chemical environment of ore deposition. In Central Rhodope ore region the mineral deposition starts with skarn mineralizations in the temperature interval 400–350°C. The temperature interval of the pre-ore beresites and argillizites in the East Rhodope ore region is 360–280°C.

The quartz-pyrite paragenesis in the Central Rhodope ore region formed in the temperature interval 370–300°C and in the East Rhodope ore region – at 350–300°C.

The galena-sphalerite paragenesis in the Central Rhodope ore region was deposited at 350–240°C, and in the East Rhodope ore region – at 350–240°C.

The late carbonate parageneses in the Central Rhodope ore region formed at 280–80°C, and in the East Rhodope ore region – at 290–90°C.

The hydrothermal process in the Central Rhodope ore region started at a higher (with about 40°C) temperature as a result of which skarn mineralizations formed. Probably this higher temperature of ore deposition favored the beresite type alteration, which is dominant in the Central Rhodope region, whereas the lower temperature interval of ore deposition in the East Rhodope ore region controlled the predominantly argillizite type alterations in this area.

The deposition of productive parageneses in the Central Rhodope ore region likewise started at about 40°C higher temperature.

These specific features can be explained by the larger depth of ore deposition in the Central Rhodope ore region.

The vertical interval of ore deposition in the Central Rhodope ore region is considerably larger. In Madan ore field it is at least 1650 m. In the East Rhodope ore region the largest vertical interval is in Madzharovo ore field – up to about 1000 m.

Isotope composition and water sources. Using available $\delta^{18}\text{O}$ and δD data for fluids in polymetallic ore mineralizations from the Central Rhodope ore region and in Au-polymetallic mineralizations from the East Rhodope ore region it may be assumed that water is of meteoric origin in both regions.

Isotope composition and source of sulfur. Studies on the isotope composition of sulphide sulfur $\delta^{34}\text{S}$ in the discussed regions indicate that the sulfur may be derived both from magmatic source or from the metamorphic basement. In fact it is assumed that the sulphide sulfur was derived from the magmatic source but was previously assimilated from the metamorphic basement.

It is assumed that the sulphate sulfur in Madzharovo ore field was derived from magmatic source. This is in accordance with the model proposed by the author.

Isotope composition and source of lead. The available Pb isotope data on sulphides from the Central and Eastern Rhodopes plot in the field of the “upper crust” or the isotope ratios of the metamorphic basement rocks. Hence it logically follows that the lead in the mineralizations was probably extracted from the metamorphic rocks. In the Eastern Rhodopes the isotope Pb ratios in the mineralizations are very close to those in the volcanic rocks. The general overlap with the field of metamorphic rocks, however, suggests crustal origin as well, though indirect. Sr isotope data support this interpretation.

It has been practically proven that lead has crustal origin. Its higher concentration in the Central Rhodopes

may be logically explained with higher content of crustal material in the magmatic source. In the Eastern Rhodopes, gold is probably of mantle origin – there the crust is thinner and the content of crustal component in the magma source is low.

A distinct tendency of increasing Cu and Au content and decreasing Pb, Zn and Ag content is observed from the Central Rhodope toward the Eastern Rhodope polymetallic mineralizations. This is explained by crustal thinning in the same direction (Mavrudchiev et al., 1996; Georgiev, 2004; Марчев, 2006). Magmatism is a “mediator” in this correlation. Strontium and lead isotopes of the magmatic rocks reflect the increasing crustal component from the Eastern toward the Central Rhodopes, which together with the increasing amount of acid rocks, coincides with the thickening of the crust.

6.5. Mineralizations related to acid peripheral magmatic chambers

Kurdzhali Acid Magmatic Group is a typical example in Kurdzhali region. The respective peripheral magmatic chamber produced a huge volume of volcanic rocks. The other acid group – Zlatoustovo Acid Magmatic Group is of limited occurrence and did not produce significant ore mineralizations. Chamdere Group, though more abundant, probably integrated the final acid phases of a magma chamber of intermediate composition.

Hydrothermal deposits of zeolite rocks

Beli plast rhyodacite complex hosts the largest deposits of klinoptilolite rocks and is the sole deposit of mordenite rocks. Analcime manifestations associate with this complex.

All these deposits and manifestations are localized along and around Zlatoustovo dislocation. The latter is also the principal magma conduit of the pyroclastic rocks of this complex.

All deposits hosted in the pyroclastic rocks of Beli plast complex concentrate in regions where their total thickness is around and over 150 m, e.g. in the area of Zlatoustovo dislocation (Figs 97, 99A, p. 200, 202). The role of this dislocation in the zeolitization of the pyroclastics of Beli plast complex is twofold.

The fact that it is the main magma conduit pre-determines the largest thickness of the pyroclastics around the dislocation. This is also the reason for a longer impact of the high temperature potential around the fault zone and favors intensive autometasomatism in the “geoautoclave”. On the other hand

the dislocation is a conduit of hydrothermal solutions that favor zeolitization.

The next phase in the magmatic evolution of Kurdzhaly Group is marked by the eruption of products of Perperk complex. The magma conduits moved to the south. The main explosive center of this complex is probably in the area of Perperk volcano, where the thickness of pyroclastics is largest. Here again deposits of clinoptilolitic zeolites are localized in the area of the magma conduit, among pyroclastics with largest thickness (Figs 98, 99B, p. 201, 202). The mechanism of formation is probably similar – combination of autometasomatism and hydrothermal solutions.

Only pyroclastics of Kurdzhali Group host industrial zeolite mineralizations – Beli plast rhyodacite and Perperk trachyrhyolite complex. The other acid groups and subgroups generate only manifestations and indications.

The acid pyroclastics of Beliplast rhyodacite and Perperk trachyrhyolite complex host *uranium volcano-sedimentary manifestations* (U-Fe-phosphate type). They are located at some distance from the zeolite deposits.

Magmatic deposits of perlites

They form bodies along the contacts between effusive varieties and acid volcanics. Economic concentrations of perlites are established only in rocks of Kurdzhali Group – Perperk trachyrhyolite and Ustra rhyolite complex (Fig. 99B, C, p. 202, 203).

In fact the deposits of zeolitites and perlites in the Eastern Rhodopes are genetically related only to volcanics of Kurdzhali Magmatic Group – this is the metallogenic specialization of the group. Similar indications are known in the other acid groups but they do not form deposits.

Приложение 1. Описание на магматичните групи и комплекси

съгласно Стратиграфски кодекс на България
(Georgiev, Milovanov, 2003a, 2005;
Георгиев, Милованов, 2006a, б, в, г, 2007)

Сърнишка средна по състав магматична група

Име. По името на с. Сърница, Хасковско.

Дефинитивни белези. Включва базичните и средните по състав вулкански скали и комагматичните им плутони в Североизточнородопското понижение.

Съставлящи комплекси (отдолу нагоре) – Колецки базалт-андезитов, Войновски шошонит-латитов, Буковски шошонит-латитов, Николовски латитов, Безводенски латитов, Драгойновски латитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се между селата Мост, Искра, Драгойново, Гарваново, Николово, Свободиново и Безводно (Асеновградско, Хасковско и Кърджалийско) на площ повече от 1500 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните литостратиграфски единици се определя като приабон–рупел. Singer, Marchev (2000) по данни от Ar/Ar метод определят няколко възрасти в интервала 32,3–32,9 Ма.

Взаимоотношения със съседни единици. Материалите на Сърнишката група пресичат и покриват вулканогенно-седиментогенната задруга. Те латерално се зацепват с материалите на Белипласткия риодацитов комплекс, Кърджалийска кисела магматична група (на ЮИ). Върху тях се разполагат вулканитите на Чамдеренската кисела магматична група и седиментите на неогенските Драгойновска и Ахматовска свита.

Колецки базалт-андезитов комплекс

Име. По името на с. Колец, Хасковско.

Дефинитивни белези. Дребнопорфирни базалти, абсарокити, висококалиеви андезити, латити и комагматичните им висококалиеви диорити и монцонити.

Историческа справка. Хоризонт на латитово-андезитови туфобрекчи и туфити (Pr₄) (Горанов, 1960); хоризонт на I среднокисел вулканизъм (O₁¹) (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на андезитите и латитите от (Pr₄) (Боянов, Маврудчиев, 1961); Колецки комплекс (Иванов, Р., 1971ф); задруга на първи сренокисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът между селата Сърница, Колец и Люляково.

Покривка: Буковски шошонит-латитов, Николовски латитов и Белипласткия риодацитов комплекс, Ахматовска свита.

KI₅ – дребнопорфирни монцонити – Караманска интузия (Боянов, Маврудчиев, 1961) (3,5/0,5 km);

KI₄ – дребнопорфирни Amph-Bi-Ry висококалиеви андезити и базалти – субвулкански тела и дайки;

KI₃ – дребнопорфирни Amph-Bi-Ry висококалиеви андезити и латити – лавови потоци (до 250 m);

KI₂ – дребнопорфирни Amph-Bi-Ry висококалиеви андезити и латити – пирокластични брекчи, агломерати, грубозърнести пирокластити (до 70 m);

KI₁ – дребнопорфирни Bi-Ry висококалиеви базалти, абсарокити и левцитови тефрити – агломерати и лавови потоци (до 50 m).

Между KI₁ и останалите „пачки“ не са наблюдавани взаимоотношения и KI₁ се поставя най-отдолу по общогеоложки съображения. Базалтовите разновидности от KI₁ изграждат основата на Николовския вулкан, а другите „пачки“ – Колецкия вулкан.

Подложка: вулканогенно-седиментогенна задруга.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Сърница, Колец, Ангел войвода, Люляково и Зорница на площ от около 100 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношения със съседните единици се приема за приабон.

Войновски шошонит-латитов комплекс

Име. По името на с. Войново, Хасковско.

Дефинитивни белези. Абсарокити, висококалиеви андезити, латити, шошонити, висококалиеви трахиандезити.

Историческа справка. Хоризонт на латитово-андезитови туфобрекчи и туфити (Pr₄) (Горанов, 1960); хоризонт на I среднокисел вулканизъм (O₁¹) (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на андезитите и латитите от (Pr₄) (Боянов, Маврудчиев, 1961); Войновски подкомплекс на андезитово-варовиковата свита (Иванов, Р., 1978); комплекс на среднокисели вулканисти (Марчев, 1985); задруга на първи сренокисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът между с. Войново и с. Безводно.

Покривка: Белипласткия риодацитов комплекс, Ангелводовска свита, Безводенски латитов, Боровишки риолитов и Мургенски трахириолитов комплекс.

Vn₆ – Ry-Bi абсарокити – лавови потоци (до 30 m);

Vn₅ – епикластити (пясъчници и мергели с прослойки от средни по състав пирокластити) (до 150 m);

Vn₄ – трахити (Безводенски тип, Марчев, 1985) – субвулканско тяло (диаметър ~1 km);

Vn₃ – Bi шошонити (Кадънски и Безводенски тип; Марчев, 1985) – лавови потоци (до 120 m);

Vn₂ – дребнопорфирни Ry-Amph-Bi висококалиеви андезити и латити – лавови потоци (до 150 m);

Vn₁ – дребнопорфирни Ry-Bi висококалиеви андезити и латити (лави и агломератови туфи; Марчев, 1985) – пирокластични брекчи и агломерати (до 250 m) с пластове от грубозърнести до лапилни пирокластити (до 50 m);

Подложка: брекчоконгломератна и вулканогенно-седиментогенна задруга.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Черноочене, Свободиново, Войново, Женда, Безводно и Русалско на площ от около 200 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношения със съседните единици се приема за приабон.

Буковски шошонит-латитов комплекс

Име. По името на с. Буково (Пилашево), Хасковско.

Дефинитивни белези. Висококалиеви базалтови андезити и андезити, шошонити, латити, висококалиеви трахиандезити и трахити.

Историческа справка. Хоризонт на I среднокисел вулканизъм (O₁¹) – долна латитово-андезитова ефузия (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на андезитите и латитите (Pr₄) (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруга на първи среднокисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът между селата Буково, Сърница и Боян Ботево.

Покривка: Ангелвоевска свита, Драгойновски латитов комплекс, Ахматовска свита.

Vk₄ – рифови варовици (до 10 m),

Vk₃ – среднопорфирни Ру висококалиеви андезити и латити – лавови потоци (до 300 m) с пепелни и лапилни пирокластити (до 30 m);

Vk₂ – дребнопорфирни Ви-Ру шошонити – субвулкански тела, дайки и лавови потоци (до 50 m);

Vk₁ – дребнопорфирни Ру-Ви висококалиеви андезити и латити – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 500 m).

Подложка: вулканогенно-седиментогенна задруга, Колецки базалт-андезитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Буково, Минерални бани, Колец и Боян Ботево на площ от около 130 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношения със съседните единици се приема за приабон.

Николовски латитов комплекс

Име. По името на с. Николово, Хасковско.

Дефинитивни белези. Дребнопорфирни Ру-Ви латити и трахити.

Историческа справка. Хоризонт на латитово-андезитови туфобрекчи и туфити (Pг₄) (Горанов, 1960); хоризонт на I среднокисел вулканизъм (O₁¹) (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на андезитите и латитите (Pг₄) (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруга на първи среднокисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът на с. Николово.

Покривка: Белипластки риодацитов комплекс.

Nk₃ – дребнопорфирни Ру-Ви латити и трахити – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 100 m);

Nk₂ – дребнопорфирни Ру-Ви латити и трахити – агломерати и грубозърнести пирокластити (до 30 m);

Nk₁ – рифови варовици (до 10 m);

Подложка: вулканогенно-седиментогенна задруга, Колецки шошонит-латитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Николово, Пчеларово, Черноочене, Бели пласт и Зорница на площ от около 80 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношения със съседните единици се приема за приабон.

Безводенски латитов комплекс

Име. По името на с. Безводно, Хасковско.

Дефинитивни белези. Абсарокити, шошонити, латити и висококалиеви трахибазалти – лавови потоци, пирокластични брекчи и пирокластити.

Историческа справка. Хоризонт на II среднокисел вулканизъм (O₂¹) (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на андезитите и латитите (Pг₄), ефузия на биотит-пироксенови латити и андезити (Боянов, Маврудчиев, 1961); комплекс на смесени вулкани (Марчев, 1985); задруги на първи и втори среднокисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът на с. Безводно (по Марчев, 1985, с изменения).

Покривка: Боровишки риолитов и Мургенски трахириолитов комплекс.

Vv₄ – дребнопорфирни „безводенски тип“ шошонити – лавови потоци (15 m);

– пепелни пирокластити от Белипласткия риодацитов комплекс (5 m);

Vv₃ – „безводенски“ латити – лавови потоци (до 80 m);

Vv₂ – епикластити с прослойки от пепелни пирокластити на Белипласткия риодацитов комплекс (до 30 m);

Vv₁ – „бездивенски тип“ латити (до 130 m).

Подложка: Белипластки риодацитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района на с. Безводно на площ от около 30 km².

Хроностратиграфска принадлежност. Единичен анализ по Ar/Ar метод показва възраст 32,79 Ma (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000). По взаимоотношения със съседните единици се приема за приабон–рупел.

Драгойновски латитов комплекс

Име. По името на вр. Драгойна, Хасковско.

Дефинитивни белези. Предимно Ви-Ру латити, шошонити, висококалиеви трахиандезити, трахити и комагматичните им монзонити.

Историческа справка. Хоризонт на I среднокисел вулканизъм (O₁¹) (Иванов, Р., 1960); ефузия на Ви-Ру латити и андезити (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруги на първи и втори среднокисел вулканизъм, дайков тензионен комплекс (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът на селата Драгойново, Сърница и Боян Ботево.

Покривка: Боровишки и Бряговски риолитов комплекс, Драгойновска и Ахматовска свита.

Dг₆ – грубопорфирни Ви-Ру латити до трахити – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 100 m);

Dг₅ – монзонити – Сърнишка хипоабисална интрузия (~2 km²);

Dг₄ – едропорфирни Ви-Ру латити – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 800 m);

Dг₃ – латитови пепелни и лапилни пирокластити, агломери от латити и епикластити (до 50 m);

Dг₂ – среднопорфирни Ру-Ви латити – субвулкански тела и дайки, лавови потоци, пирокластични брекчи (до 500 m) с прослойки от пепелни до лапилни пирокластити (до 30 m);

Dг₁ – дребнопорфирни Ви-Ру латити – субвулкански тела и дайки, лавови потоци, пирокластични брекчи и пирокластити (до 200 m).

Подложка: Белипластки риодацитов комплекс, Ангелвоевска свита, Буковски шошонит-латитов, Войновски шошонит-латитов комплекс, вулканогенно-седиментогенна задруга.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Тополово, Искра, Драгойново, Сусам, Гарваново, Минерални бани, Колец, Ангел воевода и Комунига на площ повече от 300 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По Ar/Ar метод се определя възраст 32,72–32,30 Ma за вулканския фацес и 32,99–32,85 за интрузивния фацес (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000). По взаимоотношения със съседните единици се приема за рупел.

Чамдеренска кисела магматична група

Име. По името р. Чамдере (Боровица), Кърджалийско.

Дефинитивни белези. Риолити, трахириолити, риодацити, трахириодацити, шошонити и латити – субвулкански тела и дайки, лавови потоци, лавобрекчи, игнимбрити и пирокластити в Североизточнородопското понижение.

Съставящи комплекси (отдолу нагоре). Боровишки риолитов, Бряговски риолитов, Паничкоски трахириолитов, Мургенски трахириолитов, Градищенски трахириодацитов и Тримогилски дайков комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Белица, Мост, Тополово, Искра, Минерални бани, Татаревево, Сърница, Комунига и Безводно на площ от около 700 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По Ar/Ar метод се датира на 32,16–31,76 Ma (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000). По взаимоотношенията му със съседните литостратиграфски единици се определя като рупел–хат.

Взаимоотношения със съседни единици. Материалите на Чамдеренската кисела група покриват и секат продуктите на Сърнишката средна по състав магматична група.

Боровишки риолитов комплекс

Име. Названието му е по името на р. Боровица (Чамдере), Кърджалийско.

Дефинитивни белези. Риолитови, трахириолитови и трахириодацитови пирокластити в основата на Боровишката калдера.

Историческа справка. Трети олигоценски хоризонт (O₁), долен хоризонт на риолитовите слоеви туфи (Горанов, 1960); хоризонт на II кисел вулканизъм (O₂²) – средна свита на слоевите кисели туфи (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на дацитите, риодацитите, риолитите и техните пирокластити (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруги на втори кисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът между с. Комунига и долината на р. Величка.

Покривка: Мургенски трахириолитов комплекс. Пресича се от Градищенски трахириодацитов и Тримогилски дайков комплекс.

B_r₄ – риолитови пирокластити и слабо споени пирокластични потоци (до 300m), разположени в ЮЗ части на Боровишката калдера;

B_r₃ – пепелни риолитови пирокластити и епикластити (до 100 m), спорадично проявени в района на с. Узуново и Соколите–Женда;

B_r₂ – пепелни и лапилни риолитови пирокластити (до 400 m), представени главно в основата на СИ част на Боровишката калдера;

B_r₁ – пепелни и лапилни трахириолитови и трахириодацитови пирокластити (до 200 m), разкриващи се в района на с. Душка.

Подложка: Буковски шошонит-латитов и Драгойновски латитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Белица, Мост, Тополово, Искра, Минерални бани, Татаревево, Сърница, Комунига и Безводно на площ от около 600 km².

Хроностратиграфска принадлежност. Единичен образец по Ar/Ar метод показва възраст 32,17 (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000). По взаимоотношенията му със съседните единици се приема за рупел.

Паничковски трахириолитов комплекс

Име. По името на с. Паничково.

Дефинитивни белези. Vi-Amph висококалциеви риолити, трахириолити, висококалциеви кварц-трахити, висококалциеви трахириолити.

Историческа справка. Трети олигоценски хоризонт (O₁), долен хоризонт на риолитовите слоеви туфи (Горанов, 1960); хоризонт на II кисел вулканизъм (O₂²) – риолитово-дацитова ефузия (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на дацитите, риодацитите, риолитите и техните пирокластити (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруги на втори кисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Типов локалитет. Районът между с. Паничково и Минерални бани. Паничковският комплекс включва субвулкански тела и дайки, лавобрекчи, взривни брекчи (гърлов фациес), екструзии (до 1500 m) и силове (до 5 km и повече) от дребнопорфирни до среднопорфирни „фелзитови“ риолити, диорит-амфиболови трахириодацити, риолити и трахириолити с перлит.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Мост, Тополово, Искра, Минерални бани, Сърница, Комунига и Безводно на площ от около 600 km².

Хроностратиграфска принадлежност. Единичен образец по Ar/Ar метод показва възраст 32,17 (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000). По взаимоотношенията му със съседните единици се приема за рупел.

Мургенски трахириолитов комплекс

Име. По името на с. Мурга.

Дефинитивни белези. Игнимбрити и риолитови лавови потоци, тела и дайки.

Историческа справка. Хоризонт на II кисел вулканизъм (O₂²) – средна свита на слоевите кисели туфи и хоризонт на III кисел вулканизъм (O₂⁴) – горна свита на слоевите кисели туфи (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на дацитите, риодацитите, риолитите и техните пирокластити (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруги на втори кисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Композитен типов разрез. В района между с. Комунига и долината на р. Величка.

Покривка: Пресича се от Градищенски трахириодацитов и Тримогилски дайков комплекс.

M₂ – риолити с перлит – субвулкански тела, дайки и екструзии;

M₁ – игнимбрити, прослойвани на места от риолитови лавови потоци (до 400m).

Подложка: Боровишки риолитов и Паничковски трахириолитов комплекс.

Регионални аспекти. Той се разкрива в района между селата Белица, Мостово, Новаково, Комунига, Женда и Безводно на площ от около 300 km².

Хроностратиграфска принадлежност. Единичен образец от комплекса по Ar/Ar метод показва възраст 31,93 (Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000). По взаимоотношенията му със съседните единици се приема за рупел.

Градищенски трахириодацитов комплекс

Име. По името на вр. Голямо градище, района на с. Минерални бани.

Дефинитивни белези. Vi-Amph трахириодацити и трахириолити с перлити.

Историческа справка. Трети олигоценски хоризонт (O₁), долен хоризонт на риолитовите слоеви туфи (Горанов, 1960); хоризонт на II кисел вулканизъм (O₂²) – риолитово-дацитова ефузия (Иванов, Р., 1960); долна ефузия на дацитите, риодацитите, риолитите и техните пирокластити (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруги на втори кисел вулканизъм (Боянов и др., 1990).

Типови локалитети. Районът на вр. Голямо градище, с. Татаревево. Формира екструзии по Буковската разломна зона с диаметър до 4 km.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Искра, Минерални бани и Татаревево.

Хроностратиграфска принадлежност. Приема се за рупел–хат.

Тримогилски дайков комплекс

Име. По името на с. Три могили.

Дефинитивни белези. Субвулкански тела и дайки от Vi шошонити и висококалиевы трахиандезити, Vi-Pu латити и трахити, Vi-Amph трахидацити, трахириодацити, висококалиевы кварц-трахити и висококалиевы трахириодацити.

Историческа справка. Хоризонт на III среднокисел вулканизъм (O_2^3) – трета латитово-андезитова ефузия и хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – ефузия на едропорфирните риодацити и екструзия на фелзитовите риолити (Иванов, Р., 1960); горна ефузия на андезитите и латитите, горна ефузия на едропорфирните риодацити и риолити (Боянов, Маврудчиев, 1961); дайков тензионен комплекс (Боянов и др., 1990).

Типов локалитет. Районът на с. Три могили.

Регионални аспекти. Разкрива се в района на селата Белица, Тополово, Новаково, Три могили, Комунига, Женда и Безводо.

Хроностратиграфска принадлежност. По Ar/Ar метод се определя възраст 31,86–31,75 Ма (Marchev, Singe, 1999; Singer, Marchev, 2000). Приема се за рупел–хат.

Бряговски риолитов комплекс

Име. По името на с. Брягово.

Дефинитивни белези. Риолитови лавови потоци, игнимбрити и пирокластити.

Историческа справка. Хоризонт на I кисел вулканизъм (O_1^2), хоризонт на II кисел вулканизъм (O_2^2) – средна свита на слоестите кисели туфи (Иванов, Р., 1960); хоризонт на белите туфи и туфобрекчи (Боянов, Маврудчиев, 1961), задруги на първи кисел вулканизъм (Боянов и др., 1989, 1992).

Композитен типов разрез. Районът между с. Брягово и вр. Хайкънска чука.

Покривка: Драгойновска и Ахматовска свита.

Vg_2 – риолити – лавови потоци и игнимбрити (до 50 m);

Vg_1 – риолитови пирокластити, епикластити и конгломерати с лещи от рифови варовици и синтрови тераси (до 350 m).

Подложка: Драгойновски латитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между вр. Хайкънска чука и селата Брягово, Драгойново и Езерово на площ от около 30 km^2 .

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните единици се приема за хат.

Дамбалска магматична група

Име. По името на местността Дамбала, Дамбалъшки вулкан, където са представени повечето комплекси.

Дефинитивни белези. Включва андезити, базалтови андезити, латити, трахириодацити, трахидацити и риолити (субвулкански тела, лавови потоци и пирокластити), локализиращи в Момчилградското понижение.

Съставлящи комплекси. Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов, Светиилийски трахириодацитов, Момчилградски трахидацитов и Равенски риолитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между гр. Кърджали, мах. Сладкодум, вр. Ирантепе, с. Подкова, гр. Джебел и гр. Момчилград на площ от около 1000 km^2 .

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните литостратиграфски единици се определя като приабон–рупел.

Взаимоотношения със съседни единици. Материалите на тази група пресичат и покриват приабонските седименто-

генни задруги. Латерално се зацепват с Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс, Джебелската свита и Стоманския риолитов комплекс. Покривка нямат.

Среднокиселите Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов и Звезделски базалт-андезитов комплекс се обединяват в *Путочарска средна по състав подгрупа* (по мах. Путочарка на с. Поточница). По-късните кисели Светиилийски трахириодацитов, Момчилградски трахидацитов и Равенски риолитов комплекс се обединяват в *Здравецка кисела подгрупа* (по вр. Здравец, Момчилградско).

Путочарска средна по състав подгрупа

Калабашки андезитов комплекс

Име. По името на вр. Калабак, Крумовградско.

Дефинитивни белези. Amph-Pu-Vi висококалиевы андезити – субвулкански тела, лавови потоци, пирокластити и епикластити.

Историческа справка. Четвърти приабонски хоризонт (Pr_4) – хоризонт на латитово-андезитови туфобрекчи и туфити (Горанов, 1960); хоризонт на I среднокисел вулканизъм (O_1^1) – долна туфитова свита и долна латитово-андезитова ефузия (Иванов, Р., 1960); задруга на първи среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1992, 1995).

Композитен типов разрез. В района на Ирантепенския вулкан, Крумовградско.

Покривка: Белипластки риодацитов и Рабовски латит-андезитов комплекс.

K_3 – Amph-Pu-Vi андезити – субвулкански тела и лавови потоци (до 100 m);

K_2 – лапилни пирокластити и агломерати (до 300 m);

K_1 – епикластити – конгломерати, брекчи, пясъчници, алевроити, варовици, късове от андезити (до 120 m).

Подложка. Мергелно-варовикова и въгленосно-песъчлива задруга.

Регионални аспекти. Разкрива се между Крумовград, с. Сбор и с. Сладкодум на площ около 400 km^2 .

Хроностратиграфска принадлежност. По U/Pb датирание на циркон се определя възраст 33,24–32,7±1,4 Ма (Kibarov et al., 2007; Marchev et al. 2010). По Ar/Ar метод на биотит и санидин Marchev et al. (2010) определят възрастов интервал 33,88±0,26 – 32,8±0,22 Ма, а Marton et al. (2010), също по Ar/Ar метод на биотит и амфибол, определят 34,62±0,46 – 33,97 Ма. По взаимоотношения със съседни комплекси се определя като приабон.

Рабовски латит-андезитов комплекс

Име. По името на с. Рабово, Кърджалийско

Дефинитивни белези. Миндални сиво-черни Pu-Amph-Vi висококалиевы андезити, латити и трахидацити – субвулкански тела, лавови потоци, пирокластити и епикластити.

Историческа справка. Втори олигоценски хоризонт (O_1) – долен хоризонт на андезитовите туфи и туфобрекчи (Горанов, 1960); хоризонт на II среднокисел вулканизъм (O_2^1) – средна туфитова свита и средна латитово-андезитова ефузия (Иванов, Р., 1960); задруга на втори среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1988, 1992, 1995а, б).

Композитен типов разрез. Районът на с. Рабово.

Покривка: Перперешки трахириолитов, Звезделски базалт-андезитов комплекс.

Rb_5 – андезитова пирокластична брекча (до 70 m);

Rb_6 – дребнопорфирни андезити – лавови потоци (до 30 m);

Rb_3 – лапилни пирокластити (до 40 m);

Rb₄ – грубопепелни пирокластити (до 30 m);
Rb₃ – миндални латити и андезити – лавови потоци и субвулкански тела (до 100 m);

Rb₂ – епикластити – пясъчници с късове от латити (до 100 m);

Rb₁ – пепелни и лапилни пирокластити (до 80 m).

Подложка: Белипластки риодацити и Калабашки андезитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между гр. Кърджали, с. Поточница, Крумовград, с. Подкова и Момчилград на площ от около 750 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношения със съседни единици се определя като рупел.

Звезделски базалт-андезитов комплекс

Име. На името на с. Звездел, Крумовградско.

Дефинитивни белези. Порфирни Ру-Amph андезити, висококалиев базалтови андезити и андезити, шошонити и латити (субвулкански тела, дайки, лавови потоци и пирокластити) и комагматичните им интрузии от висококалиев диорити (Q-монцогабра и Q-монцогабродиорити).

Историческа справка. Пети олигоценски хоризонт (O₅) – горен хоризонт на андезитовите туфи и туфобрекчи (Горанов, 1960); хоризонт на II среднокисел вулканизъм (O₂¹) – средна туфитова свита и средна латитово-андезитова ефузия, хоризонт на III среднокисел вулканизъм (O₂³) – горна туфитова свита и андезито-базалтова ефузия (Иванов, Р., 1960); задруга на втори и трети среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1989, 1992, 1995а, б).

Композитен типов разрез. В Района на Звезделския вулкан.

Покривка: Покрива се и/или се сече от Светиилийския трахириодацити, Момчилградския трахидацити, Равенския риолитов и Пчелоядни дайков комплекс.

Z₇ – постинтрузивни базалтоидни трахиандезити – субвулкански дайки;

Z₆ – хипоабисални интрузии от дребнозърнести Q-монцогабра и Q-монцогабродиорити;

Z₅ – висококалиев базалтоидни андезити – субвулкански тела и дайки;

Z₄ – дребнопорфирни Ру базалтоидни андезити – субвулкански тела (подхранващи канали), силове, дайки, лавови потоци (до 100 m);

Z₃ – Ру андезити до базалтоидни андезити – лавови потоци и лавобрекчи с прослойки от лапилни пирокластити и агломерати между тях (повече от 500 m). В Дамбалъшкия вулкан се проследяват от кисели пирокластити. Z₂ и Z₃ се сменят с постепенен преход. В Z₂ преобладават пирокластити, а в Z₄ – лавовите потоци;

Z₂ – андезитови и от базалтоидни андезити пепелни и лапилни пирокластити и агломерати (до 350 m) с лавови потоци между тях и прослойки от варовици (до 100 m).;

Z₁ – епикластити – конгломерати, брекчи, пясъчници, алеврити, пирокластити (до 50 m).

Подложка: Джебелска пясъчникова свита, Перперешки трахириолитов, Рабовски латит-андезитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в районите между Момчилград, с. Подкова, Крумовград, с. Студен кладенец и с. Летовник на площ от около 500 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По Ar/Ar метод се определя възраст 31,93±0,32 – 31,13±0,12 Ma (Marchev et al., 2005; Georgiev, Marchev, 2005). По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като рупел.

Здравецка кисела подгрупа

Светиилийски трахириодацитов комплекс

Име. На името на вр. Свети Илия, Кърджалийско.

Дефинитивни белези. Виолетовочервени флуидални трахидацити, трахириодацити, висококалиев трахириодацити – субвулкански тела, дайки, лавови потоци и пирокластити.

Историческа справка. Шести олигоценски хоризонт (O₆) – горен хоризонт на риолитовите слоисти туфи и част от O₃ (Горанов, 1960); хоризонт на II кисел вулканизъм (O₂²) – средна свита на слоистите кисели туфи, хоризонт на III кисел вулканизъм (O₂⁴) – горна свита на слоистите кисели труфи (Иванов, Р., 1960); задруга на втори и трети кисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1989, 1992, 1995а, б).

Композитен типов разрез. Районът на вр. Св. Илия.

Покривка: Момчилградски трахидацити и Равенски риолитов комплекс.

S₄ – виолетовочервени флуидални Vi трахириодацити – субвулкански тела и лавови потоци с перлит (до 150 m);

S₃ – виолетовочервени Ру трахидацити – субвулкански тела и лавови потоци (до 70 m);

S₂ – рифови варовици (70 m);

S₁ – пепелни и лапилни пирокластити с прослойки от епикластити (до 150).

Подложка: Звезделски базалт-андезитов, Перперешки трахириолитов, Рабовски латит-андезитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се между Момчилград, с. Студен кладенец и с. Нановица на площ от около 300 km².

Хроностратиграфска принадлежност. Варовиците по фораминифери сред пирокластитите на Светиилийския комплекс в Нановишката калдера са определени като рупел (Саров и др., 1996ф).

Момчилградски трахидацитов комплекс

Име. По името на Момчилград.

Дефинитивни белези. Сиво-черни Amph-Ru-Vi висококалиев андезити и дацити, трахидацити – лавови потоци и пирокластити.

Историческа справка. Пети олигоценски хоризонт (O₅) – горен хоризонт на андезитови туфобрекчи и туфити (Горанов, 1960); хоризонт на III среднокисел вулканизъм (O₂³) – андезито-базалтова ефузия (Иванов, Р., 1960); хоризонт на IV среднокисел вулканизъм (Иванов, Р., 1961); задруга на трети среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1989, 1995б).

Композитен типов разрез. Дамбалъшки вулкан.

Покривка: Равенски риолитов комплекс.

M₂ – трахидацити – лавови потоци (до 400 m);

M₁ – лапилни пирокластити и агломерати (до 200 m).

Подложка: Светиилийски трахириодацити и Звезделски базалт-андезитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се източно от Момчилград на площ от около 70 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като рупел.

Равенски риолитов комплекс

Име. По името на с. Равен, Момчилградско.

Дефинитивни белези. Червено-кафяви риолити и пирокластити.

Историческа справка. Шести олигоценски хоризонт (O₆) – горен хоризонт на риолитовите слоисти туфи (Горанов, 1960); хоризонт на II кисел вулканизъм (O₂²) – средна свита на слоистите кисели туфи, хоризонт на III кисел вулканизъм (O₂⁴) – горна свита на слоистите кисели труфи (Иванов, Р., 1960); задруга на втори и трети кисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1989, 1992, 1995а, б).

нов, 1960); Хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – горна свита на слоистите кисели туфи (Иванов, Р., 1960); задруга на III кисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1989, 1992, 1995a,б).

Композитен типов разрез. Източно от с. Равен.

Покривка: Няма.

Rv_4 – червено-кафяви риолити – субвулкански тела;

Rv_3 – червено-кафяви пепелни риолитови пирокластити (до 60 m);

Rv_2 – пепелни пирокластити с прослойки от епикластити (до 150 m);

Rv_1 – рифови варовици (до 100 m).

Подложка: Момчилградски трахидацитов и Светиилийски трахириодацитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района на с. Равен и с. Нановица на площ от около 30 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като рупел.

Пчелояден дайков комплекс

Име. По с. Пчелояд, Крумовградско.

Дефинитивни белези. Най-късните субвулкански тела и дайки от висококалиеви риодацити и риолити, латити, трахидацити, трахириодацити и трахириолити.

Историческа справка. Екструзия на фелзитовите риолити, Галенитска тензионна зона (Иванов, Р., 1960); дайков тензионен комплекс (Кожухаров и др., 1989, 1992, 1995a,б).

Типов локалитет. Районът на с. Пчелояд.

Pc_3 – сиво-розови $Vi-Ry-Amph$ риолитови и трахириолитови субвулкански дайки;

Pc_2 – сиво-зелени $Ry-Amph-Vi$ латити и трахидацити – субвулкански дайки;

Pc_1 – сиво-розови $Ry-Vi-Amph$ трахидацити и трахириодацити – субвулкански тела и дайки.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Мишевско, Старейшино, Пчелояд и Седефче (Крумовградско).

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му с вместиците го комплекси се определя като рупел–хат.

Маджаровска група

Име. По името на гр. Маджарово.

Дефинитивни белези. шошонити, латити, трахидацити, трахити и висококалиеви кварц-трахити (субвулкански тела, лавови потоци и пирокластити), както и комагматичните им монционити, локализиращи в южната част на Златоустовското понижение.

Съставлящи комплекси. Кочашки шошонитов, Главанашки латитов, Габеровски трахидацитов, Ардински дайков комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Бориславци, Сеноклас, Черничино, Долно Черковище и Долни Главанак.

Хроностратиграфска принадлежност. По Rb/Sr метод е определена възраст 31,6–32,3 Ma (Marchev, Rogers, 1988). Датировките по Ar/Ar показват възраст 32,69±0,21 – 32,06±0,13 Ma (Marchev, Singer, 2002).

Взаимоотношения със съседни единици. Материалите на Маджаровската група пресичат и покриват метаморфния фундамент, приабонските брекчоконгломератна и въгленосно-песъчлива задруга, Белипласткия риодацитов комплекс.

Покриват се от Перперешкия трахириолитов комплекс и Вълчеполската свита.

Кочашки шошонитов комплекс

Име. По името на с. Кочаш.

Дефинитивни белези. $Ry-Vi$ шошонити (лавови потоци и пирокластити).

Историческа справка. Втори олигоценски хоризонт (O_1) – долен хоризонт на андезитови туфобрекчи и туфити (Горанов, 1960); хоризонт на II среднокисел вулканизъм (O_2^1) – средна туфитова свита и средна латитово-андезитова ефузия (Иванов, Р., 1960); задруга на II среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът на с. Кочаш.

Покривка: Главанашки латитов комплекс.

Kc_2 – сиво-черни $Ry-Vi$ шошонити – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 140 m);

Kc_1 – грубопепелни и агломератови средни по състав пирокластити, пирокластични брекчи с прослойки от органични варовици (до 200 m).

Подложка: Белипласткия риодацитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района на с. Кочаш на площ от 3–4 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията със съседни единици се приема за рупел.

Главанашки латитов комплекс

Име. По името на с. Горни Главанак и Долни Главанак.

Дефинитивни белези. Латити – лавови потоци и пирокластити.

Историческа справка. Втори олигоценски хоризонт (O_1) – долен хоризонт на андезитови туфобрекчи и туфити (Горанов, 1960); хоризонт на II среднокисел вулканизъм (O_2^1) – средна туфитова свита и средна латитово-андезитова ефузия (Иванов, Р., 1960); задруга на II среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1990).

Композитен типов разрез. Районът на с. Малко Попово, гр. Маджарово, с. Долни Главанак.

Покривка: Габеровски трахидацитов, Перперешки риолитов комплекс, Вълчеполска свита.

Gl_4 – едропорфирни $Vi-Ry-Amph$ латити (тип Горни Главанак) – лавови потоци и пирокластични брекчи (150 m);

Gl_3 – черни дребнопорфирни $Ry-Vi$ латити (тип Коджа Караяя) – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 40 m);

Gl_2 – черни $Ry-Vi$ (двупироксенови) среднопорфирни латити (тип Къзкая) – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 250 m);

Gl_1 – сиво-виолетови или тъмносиви дребнопорфирни $Ry-Vi$ латити (тип Менекенски камъни) – лавови потоци и пирокластични брекчи (до 50 m).

Подложка: Кочашки шошонитов, Белипласткия риодацитов комплекс, брекчоконгломератна и въгленосно-песъчлива задруга, метаморфен фундамент.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между с. Долно Черковище, Долни Главанак, Бориславци, Сеноклас, Черничино и Бряговец на площ от около 70 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По Rb/Sr метод е определена възраст 31,6–32,3 Ma (Marchev, Rogers, 1988). Датировките по Ar/Ar показват възраст 32,69–32,66 Ma (Marchev, Singer, 2002).

Габеровски трахидацитов комплекс

Име. По името на с. Габерово.

Дефинитивни белези. Трахидацити – лавови потоци и пирокластити.

Историческа справка. Втори олигоценски хоризонт (O_1) – долен хоризонт на андезитови туфобрекчи и туфити (Горанов, 1960); хоризонт на II среднокисел вулканизъм (O_2^1) – средна туфитова свита и средна латитово-андезитова ефузия (Иванов, Р., 1960); задруга на II среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1990)

Композитен типов разрез. Районът на с. Габерово и с. Бориславци.

Покривка: Няма.

Gb_2 – сиво-розови среднопорфирни $Bi-Py-Amph$ трахидацити – лавови потоци и пирокластити (до 280 m);

Gb_1 – сиво-черни едропорфирни $Pu-Bi$ трахидацити – лавови потоци (до 20 m).

Подложка: Главанашки латитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района с. Габерово и с. Бориславци на площ от около 30 km².

Хроностратиграфска принадлежност. Датировка по Ar/Ar показва възраст 32,16 Ma (Marchev, Singer, 2002).

Ардински комплекс

Име. По името на р. Арда.

Дефинитивни белези. Монцонитоиден плутон, дайки от шошонити, латити, трахити, висококалиеви кварц-трахити.

Историческа справка. Втори олигоценски хоризонт (O_1) – долен хоризонт на андезитови туфобрекчи и туфити (Горанов, 1960); хоризонт на II среднокисел вулканизъм (O_2^1) – средна туфитова свита и средна латитово-андезитова ефузия (Иванов, Р., 1960); дайков тензионен комплекс (Кожухаров и др. 1990).

Типов локалитет. Районът на гр. Маджарово.

Покривка: Няма.

Ar_3 – шошонити, латити, трахити, висококалиеви кварц-трахити – дайки (до 100 m);

Ar_2 – сиво-виолетови $Pu-Bi$ латити – субвулкански тела;

Ar_1 – сиво-зелени Pu монцонити (Маджаровски интрузив) – субвулкански тела.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между с. Бряговец, Горно поле, Кочаш, Малко Попово.

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните литостратиграфски единици се определя като рупел.

Златоустовска кисела магматична група

Име. По името на с. Златоустово.

Дефинитивни белези. Трахидацити, трахириодацити и риолити (субвулкански тела, лавови потоци и пирокластити) с общ ареал на разпространение.

Съставлящи комплекси (отдолу нагоре). Мезекски риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между Свиленград, селата Иваново, Златоустово и Вълче поле на площ от около 200 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните литостратиграфски единици се определя като приабон–рупел.

Взаимоотношения със съседни единици. Материалите на Златоустовската група пресичат и покриват приабонските седименти.

Мезекски риолитов комплекс

Име. По името на с. Мезек, Свиленградско.

Дефинитивни белези. Дребнопорфирни висококалиеви риодацити, риолити, трахириолити – пирокластити, екструзиви, дайки и силове.

Историческа справка. Хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – горна свита на слоистите кисели туфи и ефузия на едропорфирните риодацити (Иванов, Р., 1960); Лозенски кисел вулканизъм (Боянов и др., 1989, 1990, 1992, 1995).

Композитен типов разрез. Районът на с. Мезек.

Покривка: Покрива се и/или се пресича от Черномогилския трахириодацитов и Планинския риолитов комплекс.

Mz_6 – дребнопорфирни риолити, трахириолити и риодацити – екструзиви (1500 m), дайки и силове (20 m);

Mz_5 – варовици, варовити пясъчници и гравелити (до 40 m);

Mz_4 – пепелни пирокластити и епикластити (до 150 m);

Mz_3 – витрокластични (пемзови) пирокластити и епикластити (до 50 m);

Mz_2 – агломератови пирокластити (до 150 m);

Mz_1 – пясъчници, витрокластични пирокластити, епикластити и варовици (до 300 m).

Подложка: Брекчоконгломератна и въгленосно-песъчлива задруга.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между селата Вълче поле, Мезек и Черна могила на площ около 200 km²,

Хроностратиграфска принадлежност. С фауна е определен като приабон (Ivanova et al. 2000a).

Черномогилски трахириодацитов комплекс

Име. По името на с. Черна могила, Свиленградско.

Дефинитивни белези. $Amph-Bi$ диорити, висококалиеви дацити, риодацити и риолити, трахидацити, трахириодацити, висококалиеви трахириодацити.

Историческа справка. Хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – ефузия на едропорфирните риодацити (Иванов, Р., 1960); Лозенски кисел вулканизъм (Боянов и др., 1989, 1992).

Типови локалитети. Интрузии и субвулкански тела в района между селата Черна могила и Лозен. Секат скалите на Мезекския риолитов комплекс и постилащите ги седименти.

$Сп_2$ – Трахидацити, трахириодацити и риолити – субвулкански тела (до 1000 m), силове и дайки (до 60 m);

$Сп_1$ – диорити – интрузии (до 150 m) и дайки (до 35 m).

Регионални аспекти. Разкрива се между селата Черна могила и Лозен.

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като рупел.

Кърджалийска магматична група

Име. По името на гр. Кърджали.

Дефинитивни белези. Риодацити, висококалиеви дацити, риодацити и риолити, трахидацити, трахити, трахириолити, висококалиеви трахириолити (пирокластити, субвулкански тела и екструзии) с общ ареал на разпространение.

Съставлящи комплекси (отдолу нагоре). Белипластки риодацитов, Перперешки трахириолитов, Стомански риолитов и Устренски риолитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се между гр. Кърджали, с. Устра, с. Подкова, Крумовград, с. Сеноклас, Стамболово, Николово, Комунига, Безводно на площ от около 1800 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните литостратиграфски единици се определя като приабон–рупел.

Взаимоотношения със съседни единици. Материалите на Кърджалийската група пресичат и покриват метаморфния фундамент, приабонските седиментни задруги, Колецкия базалт-андезитов, Войновския шошонит-латитов, Буковския латитов, Николовския латитов и Калабашкия андезитов комплекс. Латерално се зацепват с комплексите на Дамбалската (на юг), Сърнишката (на СЗ) и Маджаровската (на изток) група.

Ранните фази (Белипластният риодацитов и Перперешкият трахириолитов комплекс) са предимно в експлозивен фациес и покриват Кърджалийския блок и по-голямата част от Момчилградското и Златоустовското понижение. Последната фаза (Устренският риолитов комплекс) е само в ефузивен фациес и изгражда екструзии в западната част на Момчилградското понижение и неговата рамка.

Белипластни риодацитов комплекс

Име. На с. Бели пласт, Кърджалийско.

Дефинитивни белези. Риодацити, висококалиеви дацити и риодацити, трахидацити, трахити, висококалиеви трахириолити (предино пирокластити, в подчинено количество субвулкански тела и екструзии) с общ ареал на разпространение.

Историческа справка. Първи олигоценски хоризонт (O_1) – хоризонт на дацито-трахитови слоисти туфи (Горанов, 1960); хоризонт на I кисел вулканизъм (O_1^2) – мергелно-туфитова свита и долна свита на слоестите кисели туфи, хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – ефузия на едропорфирните риодацити (Иванов, Р., 1960); хоризонт на зелените масивни туфи, хоризонт на сивите слоисти туфи, туфити и варовици (Боянов, Маврудчиев, 1961); Reseda-Tuff (Ivanov, Kopp, 1969); задруга на I и II кисел вулканизъм (Боянов и др., 1988, 1989, 1992, 1995, Кожухаров и др., 1989, 1992, 1995a, б); I кисел вулканизъм (Yanev, 1995), Дъждовнишка свита (Янев, 2007).

Композитен типов разрез. Районът на с. Бели пласт (Зорнишки грабен). *Спомагателни разрези* в района на селата Звънче и Дъждовница.

Покривка: Драгойновски латитов, Рабовски андезит-латитов, Кочашки шошонитов, Главанашки латитов, Габеровски трахидацитов, Перперешки трахириолитов, Звезделски базалт-андезитов комплекс, Джебелска, Вълчеполска и Ахматовска свита.

Латерално се зацепва с Безводенския латитов комплекс.

Vp_9 – трахириолити с перлит – екструзиви (до 2000 m), субвулкански тела и дайки (20 m);

Vp_8 – резедави висококалиеви дацити и риодацити – екструзиви (до 2000 m), субвулкански тела и дайки (до 20 m);

Vp_7 – кремави пепелни пирокластити, епикластити и рифови варовици (до 200 m);

Vp_6 – рифови варовици (до 15 m);

Vp_5 – грубопепелни и агломератови витрокластични резедави пирокластити (до 150 m);

Vp_4 – конгломерати, пясъчници и епикластити (до 50 m);

Vp_3 – масивни пепелни витрокластични резедави пирокластити (до 100 m);

Vp_2 – тънкослойни грубопепелни пирокластити и епи-

кластити (до 80 m);

Vp_1 – пепелни пирокластити, рифови варовици (до 50 m).

Подложка: Метаморфен фундамент, приабонски седиментни задруги, Колецкия базалт-андезитов, Войновския шошонит-латитов, Буковския латитов, Николовския латитов, Калабашкия андезитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се между гр. Кърджали, с. Устра, с. Подкова, Крумовград, с. Сеноклас, с. Стамболово, с. Николово, с. Комунига, с. Безводно на площ от около 1800 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По Ag/Ag метод е определена възраст 32,44 – 32,28 Ma (Marchev, Singer, 2002; Moskovski et al. (2004), По взаимоотношения със съседни комплекси се определя като приабон–рупел.

Перперешки трахириолитов комплекс

Име. На с. Перперек, Кърджалийско.

Дефинитивни белези. Трахириодацити, трахириолити – екструзии и пирокластити.

Историческа справка. Трети олигоценски хоризонт (O_3) – долен хоризонт на риолитовите слоисти туфи, както и части от $O_{2,2}$, O_5 , O_6 (Горанов, 1960); хоризонт на II кисел вулканизъм (O_2^2) – средна свита на слоестите кисели туфи, хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – ефузия на едропорфирните риодацити (Иванов, 1960); хоризонт на сивите слоисти туфи, туфити и варовици (Боянов, Маврудчиев, 1961); задруга на II кисел вулканизъм (Боянов и др., 1988, 1989, 1992, 1995, Кожухаров и др., 1989, 1992, 1995a, б); II кисел вулканизъм (Yanev, 1995). Епикластитите са отнасяни от някои автори към II или III среднокисел вулканизъм.

Композитен типов разрез. Районът на с. Перперек.

Покривка: Звезделски базалт-андезитов комплекс, Джебелска и Вълчеполска свита.

Pt_{10} – розово-виолетови масивни трахириолити – екструзии (до 1500 m);

Pt_9 – кафяво-червени флуидални трахириолити – екструзии (до 1500 m) и субвулкански дайки (30 m);

Pt_8 – трахириолитови агломерати и пирокластична брекча с перлити (до 200 m);

Pt_7 – грубопепелни пирокластити (до 40 m);

Pt_6 – рифови варовици (до 70 m);

Pt_5 – лапилни епикластити (до 80 m);

Pt_4 – грубопепелни и агломератови пирокластити (до 100 m);

Pt_3 – лапилни епикластити (до 50 m);

Pt_2 – сиво-бежови пирокластити (до 50 m);

Pt_1 – рифови варовици (до 60 m).

Подложка: Рабовски латит-андезитов, Белипластни риодацитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се между гр. Кърджали, с. Мост, с. Долен чифлик, Крумовград, с. Подкова, с. Устрен на площ от около 1200 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По Ag/Ag метод се определя възраст 32,28–31,82 Ma (Moslovski et al., 2004). По взаимоотношения със съседни комплекси също се определя като рупел.

Стомански риолитов комплекс

Име. По името на с. Стоманци, Джебелско.

Дефинитивни белези. Риолитови пирокластити и варовици.

Историческа справка. Шести олигоценски хоризонт (O_1^6) – горен хоризонт на риолитовите слоисти туфи, (Горанов, 1960); хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – горна свита на слоистите кисели труфи (Иванов, Р., 1960); задруга на III кисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1992, 1995б).

Композитен типов разрез. Районът на с. Стоманци.

Покривка: Звезделски базалт-андезитов, Устренски риолитов комплекс.

St_2 – пепелни и лапилни риолитови пирокластити (до 100 m);

St_1 – рифови варовици (до 70 m).

Подложка: Джебелска свита.

Регионални аспекти. Разкрива се в района на с. Стоманци на площ около 20 km².

Хроностратиграфска принадлежност. С фауна е определен като рупел (Атанасов и др., 1970ф).

Устренски риолитов комплекс

Материалите на този комплекс изграждат екструзии в СЗ периферия на Момчилградското понижение.

Име. По името на с. Устрен, Джебелско.

Дефинитивни белези. Биотитови риолити с перлити.

Историческа справка. Устренски риолитов масив (Горанов, 1960); хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – екструзия на фелзитовите риолити (Иванов, 1960); задруга на трети кисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1992, 1995б).

Типов локалитет. Екструзивни със сечение до 10 km² в района на с. Устрен. Секат Звезделския андезит-базалтов и Стоманския риолитов комплекс, Джебелската свита и Перперешкия трахириолитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се между селата Мишевско, Устрен и Стоманци.

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като рупел.

Белоречка магматична група

Име. По името р. Бяла река.

Дефинитивни белези. Риолити (фелзитови) и базалти (субвулкански тела и дайки) с общ ареал на разпространение предимно в Белоречкия и Кесибирския купол.

Съставлящи комплекси. Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се в района между Крумовград, с. Черна могила, Ивайловград и южно от тях на площ от около 1500 km².

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като хат.

Взаимоотношения със съседни единици. Материалите на

Белоречката група пресичат и покриват метаморфния фундамент на Белоречкия и Кесибирския купол, приабонските седименти, Мезекския риолитов и Черномогилския трахириодацитов комплекс.

Планинецки трахириолитов комплекс

Име. По името на с. Планинец, Крумовградско.

Дефинитивни белези. Биотитови риодацити, висококалийни риолити, трахириодацити, трахириолити, висококалийни трахириодацити – екструзии, субвулкански тела и дайки.

Историческа справка. Хоризонт на III кисел вулканизъм (O_2^4) – екструзия на фелзитовите риолити (Иванов, Р., 1960); контрастна базалт-фелзитриолитова формация (Иванов, Р., 1983); трета фаза на Лозенския вулкан (Янев, Харковска, 1975); Лозенски кисел вулканизъм (Боянов и др., 1989, 1992), дайков тензионен комплекс (Кожухаров и др. 1992, 1995).

Типови локалитети. Екструзии, субвулкански тела и дайки от трахириолити в района между селата Черна могила и Лозен и между градовете Крумовград и Ивайловград. Секат скалите на метаморфния фундамент, палеогенските седименти, Мезекския риолитов и Черномогилския трахириодацитов комплекс.

Регионални аспекти. Разкрива се между с. Черна могила, градовете Крумовград и Ивайловград и на юг, включително и в Гърция.

Хроностратиграфска принадлежност. Датировките по Ar/Ar показват възраст 32,88 Ma (Marchev et al., 2002). По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като хат.

Крумовградски базалтов комплекс

Име. По името на Крумовград.

Дефинитивни белези. Ру-Ві алкални базалти – субвулкански тела и дайки.

Историческа справка. Контрастна базалт-фелзитриолитова формация (Иванов, Р., 1983); дайков тензионен комплекс (Кожухаров и др. 1992, 1995); Крумовградски алкални базалти (Marchev et al., 2004).

Типови локалитети. Дайки и субвулкански тела (силове) от базалти в района южно от Крумовград. Секат скалите на метаморфния фундамент в Белоречкия и Кесибирския купол.

Регионални аспекти. Разкрива се в района южно от Крумовград.

Хроностратиграфска принадлежност. По взаимоотношенията му със съседните комплекси се определя като хат.

Съкращения: Ру – пироксен; Ві – биотит; Amph – амфибол.

Приложение 2. Използвани силикатни анализи

(по Georgiev, Milovanov, 2003b, 2004, 2006b, 2007; Георгиев, Милованов, 2005)

Използвани анализи на други изследователи: xxxM – Марчев, 1985; xM – Marchev et al., 1997

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O-	LOI	H ₂ O+	sum %
CHAM DERE GROUP																
Try mogily complex																
136	65,99	0,50	15,30	2,75	0,10	2,37	1,11	6,05	3,30	0,17		0,02	0,30	0,98	0,00	99,18
514	53,80	1,02	14,81	7,94	0,12	5,87	4,37	4,24	2,28	0,99		1,70	2,00	2,22	0,00	101,98
10	59,33	0,64	16,92	4,25	0,10	3,24	1,56	5,72	3,06	0,37	1,76	0,01	0,82		1,72	99,76
1009	62,94	0,42	16,43	3,18	0,10	2,69	1,35	5,37	3,31	0,21	0,35	0,01	1,04		2,05	99,69
56	62,20	0,45	16,50	3,25	0,08	3,09	1,43	5,96	4,05	0,29	0,45	0,01	1,01	1,05	0,71	100,77
744	59,49	0,63	13,69	5,85	0,12	5,25	4,04	5,42	3,68	0,27				1,37	0,00	99,81
85	63,86	0,42	15,97	3,00	0,10	2,74	0,77	5,28	3,44	0,23	1,17	0,01	0,92		1,53	99,66
1416	66,23	0,37	15,57	2,85	0,10	2,46	1,10	4,88	3,44	0,14	0,75	0,01	0,75		1,18	100,00
10a	72,80	0,42	13,60	2,10	0,07	0,56	0,81	4,58	3,50	0,10			0,77	1,60	0,00	101,08
71	72,21	0,21	13,32	1,43	0,02	0,86	0,50	6,04	3,64	0,05				1,20	0,00	99,48
473	54,87	0,69	15,00	7,11	0,13	6,52	3,48	4,01	2,70	0,65	2,70	0,13	0,10		1,59	100,11
43	55,20	0,84	16,70	6,53	0,11	6,46	3,56	5,00	2,37	0,79	0,32	0,02	0,49		1,23	99,95
Gradishte complex																
409	74,50	0,18	12,82	1,29	0,04	1,13	0,31	5,09	3,31	0,10	0,22	0,01	0,10	0,80	0,59	100,61
423	71,80	0,23	13,30	1,98	0,06	1,66	0,62	5,37	3,18	0,14	0,02	0,21	0,21		1,18	100,11
1014	69,96	0,21	14,90	1,55	0,03	1,89	0,52	5,37	2,28	0,13	0,09	0,01	0,85	1,87	0,50	100,29
47	68,36	0,49	13,50	3,86	0,09	3,07	1,28	5,75	2,73	0,24				0,98	0,00	100,35
48	71,32	0,39	12,75	2,63	0,09	1,93	1,26	5,82	2,56	0,18				1,34	0,00	100,27
1025	72,50	0,33	13,14	2,28	0,06	2,18	0,50	5,32	3,52	0,20				0,66	0,00	100,69
Murga complex																
513	74,38	0,16	13,26	1,39	0,02	0,75	0,47	5,00	2,53	0,05	0,04	0,01	0,65	0,93	0,96	100,72
522	66,90	0,18	14,20	1,29	0,08	2,24	0,82	3,96	0,52	0,01		0,01	4,50		4,90	99,72
69	66,16	0,30	16,83	2,15	0,06	2,12	0,55	5,77	3,31	0,12	0,50	0,01	0,26		1,55	99,83
84	64,21	0,33	15,50	2,42	0,08	2,85	0,85	5,77	2,61	0,16	1,40	0,01	1,84	2,82	0,00	101,07
Panichkovo complex																
1917	72,96	0,16	12,95	1,46	0,06	1,22	0,50	5,73	1,48	0,05				3,00	0,00	99,57
1919	76,55	0,16	11,66	1,20	0,04	0,85	0,50	6,40	1,60	0,02				1,18	0,00	100,16
1809	75,30	0,20	13,88	0,50	0,01	0,60	0,50	5,89	2,50	0,03				0,88	0,00	100,29
1042	66,00	0,43	16,26	2,86	0,06	2,17	0,84	6,15	3,69	0,20	0,09	0,15	0,24		1,24	100,56
181	74,23	0,28	12,25	1,78	0,04		1,20	5,16	3,36	0,06				0,49	0,00	100,15
183	76,84	0,27	10,80	1,78	0,02	1,05	0,50	4,30	3,40	0,10				0,88	0,00	99,94
192A	73,16	0,30	12,93	2,10	0,02	1,16	0,50	5,66	3,44	0,05				0,74	0,00	100,06
529	74,93	0,11	13,75	0,89	0,01	0,54	0,31	5,00	2,37	0,01		0,01	0,28		1,60	99,89
1006	75,94	0,18	11,31	0,97	0,06	0,32	1,97	4,74	3,43	0,01				0,57	0,00	99,50
Borovitza complex																
334	68,90	0,33	13,59	3,00	0,05	2,56	1,10	5,57	2,53	0,32	0,02	0,01	0,30		1,30	99,80
523	66,00	0,39	16,30	2,12	0,02	2,60	0,94	6,86	3,18	0,28	0,04	0,02	0,38		0,60	99,91
525	63,85	0,37	14,86	3,22	0,05	2,97	1,50	4,57	1,40	0,22		0,02	2,43	0,00	4,10	99,84
526	64,24	0,33	15,39	3,03	0,05	2,61	1,59	4,47	2,61	0,20		0,01	1,68	0,00	3,20	99,64

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O -	LOI	H ₂ O+	sum %
SARNITSA GROUP																
Dragoina complex																
130	62,05	0,63	14,88	5,44	0,08	4,96	2,17	4,85	3,84	0,27				0,82	0,00	99,99
1872	58,77	0,48	15,40	9,16	0,07	4,25	2,36	4,74	2,24					0,72	0,80	99,20
11	62,10	0,59	15,27	4,38	0,13	4,32	2,46	4,57	2,81	0,48	0,28	0,01	0,45		1,40	99,49
132	60,54	0,68	15,30	5,31	0,10	4,95	2,60	4,76	3,39	0,27				1,75	0,00	99,65
66	60,20	0,71	14,68	5,61	0,13	5,87	2,65	4,83	3,39	0,38				1,55	0,00	100,00
12	57,10	0,81	16,99	5,72	0,20	4,36	2,60	4,84	3,93	0,53	0,03	0,01	0,79		1,20	99,59
1008	56,71	0,70	14,84	6,35	0,12	6,15	3,67	5,67	2,45	0,79	0,18	0,01	0,45		1,20	99,77
459	58,92	0,61	15,67	5,34	0,10	5,33	3,32	4,61	3,06	0,51	0,04	0,02	0,22	1,60	1,70	101,45
1000	56,90	0,65	15,50	5,36	0,11	5,56	3,33	4,20	3,06	0,61	1,23	0,01	0,20		2,70	99,71
246	61,83	0,71	15,35	5,18	0,09	4,82	2,65	4,60	3,17	0,26				0,85	0,00	99,51
1529	59,47	0,70	15,82	5,77	0,09	4,47	2,74	4,70	3,33	0,26				2,14	0,00	99,49
82a	57,40	0,76	16,00	5,86	0,15	6,70	4,00	3,80	2,80						0,00	97,73
13	58,20	0,83	17,60	6,70	0,11	5,90	2,00	3,40	3,33	0,50				1,36	0,00	99,93
111	58,85	0,66	16,72	5,29	0,10	5,61	3,06	4,29	2,94	0,02			0,55		1,47	99,81
1445	57,63	0,75	16,85	5,67	0,11	6,41	3,57	3,72	2,70	0,33			0,64	1,03	1,26	101,00
9240	57,65	0,74	16,38	5,53	0,11	5,83	3,24	4,76	3,44	0,48			1,76	1,40	0,00	101,59
4674	61,76	0,60	15,85	5,31	0,06	5,27	1,57	4,10	3,10	0,60			0,90	0,42	0,00	99,79
4983	59,60	0,60	15,90	5,56	0,10	4,25	2,19	4,54	3,01	0,71			2,13	0,99	0,00	99,84
4900	65,60	0,50	14,76	4,97	0,07	3,06	1,19	4,82	2,81	0,66			0,53	0,56	0,00	99,76
1018	62,27	0,55	16,02	4,78	0,08	4,55	2,04	4,82	3,80	0,29				0,69	0,00	99,89
1044	60,49	0,51	14,95	5,14	0,11	4,56	2,45	5,54	2,56	0,44				2,90	0,00	99,65
1019	61,65	0,55	16,20	4,20	0,07	4,84	2,38	4,88	3,32	0,29				0,69	0,00	99,07
2070	60,66	0,56	16,48	4,44	0,10	4,29	2,81	5,00	3,31	0,49	0,04	0,34	0,28	0,63	0,00	99,76
508	57,00	0,86	15,11	6,63	0,11	3,41	4,70	5,04	2,81	0,75	0,50	0,02	0,80		2,06	100,12
528	55,49	0,84	15,65	6,71	0,15	5,35	3,83	4,65	2,61	0,88	0,38	0,01	0,77		2,10	99,78
517	62,63	0,74	16,35	5,16	0,06	4,43	1,30	3,87	2,81	0,54	0,13	0,02	0,60	0,82	0,80	100,70
82	57,40	0,59	14,66	5,54	0,09	6,53	2,44	5,37	2,53	0,66	2,11	0,07	0,50		2,33	101,16
14	56,37	0,62	15,05	5,03	0,12	5,73	2,40	5,23	2,70	0,53	2,99	0,01	0,44		1,80	99,10
21	59,80	0,56	15,38	4,69	0,12	3,93	2,12	3,87	3,69	0,47	1,89	0,01	0,83		2,60	100,27
Bezvodn complex																
214Md	55,91	0,84	15,02	5,74	0,09	6,59	4,26	4,64	3,37	0,16			0,96		1,65	99,23
3Md	57,26	0,77	15,49	4,86	0,09	7,43	3,92	3,61	3,25	0,26			0,65		1,74	99,33
225Md	56,88	0,61	15,55	6,16	0,12	6,29	3,31	3,61	3,38	0,61			0,92		1,81	99,25
188Md	59,48	0,68	15,65	4,48	0,08	6,58	3,04	4,17	2,96	0,22			0,32		2,55	100,21
152Md	59,62	0,65	16,81	4,04	0,13	5,53	1,79	3,55	2,83	0,28	2,00		0,32		2,55	100,10
193Md	59,00	0,73	15,36	5,29	0,07	5,22	2,24	4,47	3,54	0,22			0,82		3,13	100,09
185Md	59,06	0,66	15,76	4,89	0,09	6,08	3,68	3,77	3,75	0,14			0,23		1,18	99,29
225Md	59,82	0,76	15,80	4,32	0,10	5,47	3,36	3,86	2,84	0,38			1,66		0,99	99,36
194Md	59,42	0,85	14,75	5,01	0,07	5,13	2,26	4,64	3,24	0,24			1,46		3,12	100,19
7Md	59,24	0,75	16,82	4,11	0,08	5,50	2,10	4,47	4,41	0,22			0,25		1,48	99,43
8Md	60,34	0,71	16,97	3,83	0,07	5,38	2,36	3,93	4,10	0,28			0,23		1,53	99,73
195aMd	60,34	0,69	15,29	4,34	0,18	4,98	2,95	5,07	3,71	0,17			0,41		1,03	99,16
200Md	60,36	0,81	15,29	4,84	0,13	5,42	2,72	5,03	3,44	0,29			0,63		1,17	100,13
159Md	60,88	0,57	16,58	3,16	0,03	4,62	1,49	4,87	3,58	0,15			0,48		3,85	100,26
198Md	63,15	0,65	15,02	3,90	0,12	5,09	2,70	4,10	2,79	0,36			0,60		0,68	99,16

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O-	LOI	H ₂ O+	sum %
SARNITSA GROUP																
Bukovo complex																
54	54,63	1,02	14,52	7,23	0,17	7,98	3,11	4,42	2,84	0,47				2,67	0,00	99,78
1007	54,84	0,82	15,84	6,55	0,11	6,98	3,74	4,24	2,61	0,81	0,22	0,01	1,11		1,70	99,94
269	56,55	0,98	17,28	6,28	0,12	6,14	3,18	2,41	3,69	0,37			0,36		2,00	99,67
6	58,60	0,78	18,16	6,62	0,10	5,86	1,60	3,40	3,46	0,45				0,81	0,00	99,84
715	57,81	0,81	16,55	5,66	0,11	6,53	2,75	3,96	2,94	0,33	0,57		0,60		0,80	99,80
1023	58,00	0,84	17,52	6,08	0,13	5,98	2,70	3,54	3,95	0,30				0,68	0,00	99,72
1006	53,91	0,84	15,50	6,64	0,12	7,05	4,13	4,24	2,70	0,89	0,40	0,02	1,27	1,74	1,00	100,80
1010	56,38	0,82	16,79	6,49	0,11	6,78	3,30	3,63	2,70	0,42	0,04	0,05	0,90	1,00	1,00	100,82
1011	54,88	0,90	16,84	6,36	0,16	7,43	2,50	3,63	2,45	0,61	1,89	0,04	0,50		1,00	99,50
6679	58,82	0,58	15,86	5,18	0,08	6,25	2,51	3,25	3,21	0,38			1,11	1,21	0,00	98,68
4743	61,18	0,51	16,07	4,53	0,09	5,95	3,05	3,50	3,10	0,26			0,65	0,73	0,00	99,83
61	59,85	0,50	16,80	4,71	0,09	5,29	1,97	3,34	3,18	0,32	0,13	0,03	0,50		2,90	99,92
36	58,10	0,61	16,58	5,93	0,17	6,17	2,63	3,87	3,06	0,53	0,60	0,10	0,32		1,80	100,76
23	57,02	0,82	16,63	7,03	0,11	6,38	2,92	3,70	3,28	0,40				1,71	0,00	100,00
2083	60,30	0,90	16,54	6,33	0,19	5,46	1,43	3,60	4,15	0,28				0,72	0,00	99,90
519	56,44	0,90	14,92	6,64	0,11	6,84	4,09	4,15	2,28	0,79	0,25	0,02	0,90		1,10	99,96
517a	62,63	0,74	16,35	5,16	0,06	4,43	1,30	3,87	2,81	0,54	0,13	0,02	0,60		0,80	99,88
500	55,96	0,82	16,35	6,27	0,06	7,21	2,39	3,42	2,28	0,45	1,81	0,01	0,49		1,76	99,71
505	57,10	0,80	16,25	6,30	0,12	4,53	2,71	4,20	3,31	0,70	1,81	0,01	0,51		1,29	100,17
213	53,25	1,11	14,10	7,08	0,14	6,55	4,28	4,57	2,28	1,20	2,94	0,01	0,80		0,81	99,61
51	58,40	0,57	16,30	5,53	0,11	5,64	2,40	3,78	3,18	0,46	1,25	0,01	0,94		2,20	101,09
Nikolovo complex																
4851	57,24	0,74	16,92	6,42	0,07	4,72	2,01	5,18	3,59	0,79			1,24	0,63	0,00	99,85
8475	58,40	0,72	16,21	6,13	0,08	5,70	2,26	5,09	2,94	0,57	0,04	0,04	0,66	0,62	0,85	100,75
6753	57,14	0,80	17,43	5,59	0,06	6,00	2,42	3,96	3,31	0,55	0,08		1,00		1,03	99,81
6105	61,10	0,60	15,96	5,36	0,05	4,10	1,94	4,57	4,05	0,57	0,43		0,63	0,50	0,25	100,58
Voinovo complex																
6342	60,00	0,88	17,06	4,18	0,09	6,70	1,62	3,63	2,94	0,37	0,39		1,33		1,05	100,54
6334	58,25	0,66	16,40	5,43	0,06	5,60	2,31	4,80	3,18	0,59	0,34	0,08	1,18		1,12	100,41
509	49,90	0,89	10,87	7,54	0,14	10,99	7,83	3,26	2,28	1,58	1,09	0,01	0,98		1,90	99,73
518	56,14	0,89	15,16	6,69	0,10	7,00	3,93	4,29	2,28	0,76	0,42	0,01	0,80		1,00	99,98
520	56,10	0,76	15,89	5,75	0,15	5,55	3,98	4,57	2,21	0,51	0,04	0,01	1,22		2,88	99,92
503	61,78	0,65	16,40	2,27	0,05	4,56	1,94	3,30	3,18	0,32	0,04	0,01	1,30		2,30	99,85
502	59,12	0,77	15,00	5,90	0,09	6,21	3,27	4,24	2,81	0,60	0,04	0,01	0,65	0,68	0,83	100,65
530	59,05	0,83	14,54	5,98	0,07	5,82	3,50	3,51	2,53	0,91	0,08	0,03	0,87	1,75	1,88	101,78
512	51,58	0,78	16,35	7,02	0,12	5,79	3,30	5,67	1,96	0,57	2,22	0,01	1,54		2,70	100,00
143Md	55,90	0,80	15,50	5,92	0,12	7,15	3,86	3,72	3,44	0,54			1,05		1,43	99,43
209Md	60,06	0,73	16,50	4,32	0,09	4,15	2,32	4,21	3,25	0,28			1,18		2,20	99,29
160Md	58,02	0,76	16,30	5,34	0,13	7,03	3,35	4,34	3,23	0,32			0,46		0,62	99,90
121Md	54,29	0,90	15,30	6,62	0,12	7,90	4,44	4,07	2,86	0,48			0,81		1,21	99,00
121'Md	54,57	0,87	15,04	6,73	0,10	7,88	4,35	4,35	2,63	0,44			0,80		1,35	99,11
Koletz complex																
6110	48,56	0,88	16,51	7,59	0,14	7,48	5,55	2,17	4,60	0,87	0,13		3,58		3,68	102,26
510	58,93	0,72	15,58	5,67	0,09	5,18	3,54	4,20	2,81	0,52	0,04	0,01	0,95	1,02	1,24	100,86
527	57,50	0,83	16,53	6,32	0,11	4,96	3,04	3,38	3,18	0,44	0,84	0,03	0,87		1,34	99,77
504	57,05	0,85	16,13	6,36	0,10	6,35	3,50	2,70	2,53	0,47	0,04	0,01	2,00		1,47	100,05
506	60,40	0,67	16,30	5,44	0,11	4,80	2,48	2,06	4,05	0,44	0,04	0,01	0,70		2,24	100,05

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O-	LOI	H ₂ O+	sum %
DAMBALA GROUP																
Pcheloiad complex																
4670	65,22	0,93	16,48	3,68	0,03	2,82	0,92	4,22	3,60	0,22			0,10	0,99	1,06	98,20
4839	68,60	0,34	15,91	2,31	0,07	0,77	1,08	5,11	2,82	0,14			0,78	1,81	1,87	97,18
4746	69,19	0,37	16,09	1,98	0,01	1,48	0,76	5,11	2,84	0,13			0,20	1,56	1,62	97,96
6703	69,72	0,39	15,32	2,15	0,02	1,64	0,87	4,52	2,37	0,12		0,09	0,98	1,83	2,05	97,15
4814	73,90	0,30	13,25	1,76	0,04	1,97	0,30	4,21	2,82	0,09	0,20		0,10	0,92	0,78	98,66
1470a	66,31	0,46	16,63	2,81	0,03	1,92	0,82	5,72	3,32	0,11	0,21		0,13	0,90	0,76	98,23
4834	63,25	0,45	15,46	6,63	0,10	2,66	2,86	5,11	2,82	0,23	0,73	0,09	0,85	2,62	1,97	99,81
4820	74,96	0,22	14,26	2,46	0,03	1,15	0,30	5,12	1,87	0,03			0,10	0,10	0,14	100,48
Zdravetz subgroup																
Momchilgrad complex																
74	62,23	0,67	16,83	4,52	0,10	4,22	1,25	3,48	3,91	0,26	0,09	0,18	0,43	1,67	2,16	97,43
77	63,00	1,05	17,02	4,79	0,08	3,21	0,50	5,12	3,24	0,38			0,85	0,94	1,04	98,38
3002	63,76	0,66	16,80	4,23	0,04	3,00	0,80	5,12	3,10	0,20	0,21	0,18	0,69	1,32	1,50	97,89
4987	64,94	0,66	16,72	3,66	0,10	3,13	0,80	3,13	3,75	0,14	0,09		0,10	1,86	2,21	97,06
95	64,74	0,61	16,54	4,09	0,07	3,31	1,20	3,37	5,24	0,18	0,21	0,09	0,54	1,38	1,37	99,52
4940	66,00	0,61	16,18	3,33	0,04	1,72	0,54	5,72	2,70	0,19	0,38		0,87	1,96	1,62	97,51
Sveti Iliia complex																
2505	71,21	0,26	14,47	1,90		0,71	0,18	6,25	3,31			0,04	0,70	0,78	1,01	98,33
2506	72,18	0,23	13,46	1,37		0,71	0,16	5,86	2,94		0,12		1,19	0,80	0,70	97,03
607	63,49	0,90	15,85	3,41	0,01	3,64	0,50	5,28	3,44	0,28			1,10	1,50	1,56	96,79
2500	63,04	0,94	16,50	4,31	0,02	4,70	0,43	5,28	2,70	0,08			0,60	0,70	0,75	98,29
2501	64,14	0,83	15,94	3,88		3,40	0,39	5,48	3,06	0,25	0,38		0,98	0,96	1,00	97,45
Putocharka subgroup																
Zvezdel complex																
3	58,61	0,91	18,02	8,98	0,13	6,53	2,20	1,98	3,17	0,19	0,13	0,19	0,33	1,00	1,77	100,97
4	58,57	0,82	18,10	6,46	0,10	6,22	2,47	2,28	2,85	0,23	0,30	0,19	0,81	0,51	0,84	98,23
1219	57,18	1,00	18,70	6,83	0,13	6,78	2,27	2,28	2,48	0,22			0,10	1,56	2,02	97,87
4314	59,83	0,69	17,69	5,32	0,12	6,39	2,45	1,45	3,50	0,12	0,21	0,09	0,10	1,42	1,67	97,66
4338	56,85	0,76	18,47	6,79	0,10	6,90	2,48	2,28	2,70	0,25		0,09	0,76	0,86	1,29	97,73
4892	56,36	0,77	17,95	6,64	0,13	6,02	3,32	3,32	2,97	0,18	0,30	0,09	0,26	2,44	2,66	97,76
553	57,49	0,87	17,12	6,50	0,12	7,10	3,50	2,38	2,61	0,21	0,25	0,08	0,58	0,84	0,97	98,10
2499	58,96	0,80	17,48	5,46	0,08	5,57	2,51	3,72	2,21	0,20	0,21		1,00	0,80	0,74	97,18
4900i	55,82	0,83	18,00	6,91	0,12	6,53	4,09	1,99	2,82	0,24	0,34	0,19	0,31	1,68	2,13	97,24
3446i	55,60	0,88	18,75	6,54	0,11	6,68	3,02	2,28	2,49	0,33	0,34	0,18	0,84	1,11	1,52	96,49
3652i	53,54	0,78	18,25	7,88	0,13	8,70	4,35	1,68	2,38	0,23	0,17		0,36	0,87	1,28	97,90
Rabovo complex																
2503	57,35	0,92	17,80	6,01	0,12	7,60	2,18	3,17	2,70	0,24	1,04		1,08	1,10	0,34	98,16
614	59,63	0,84	15,78	5,27	0,04	5,55	1,46	3,87	3,18	0,31			1,25	2,00	2,20	95,95
110	64,45	0,57	15,00	4,36	0,01	4,16	1,35	4,71	2,61	0,16			0,95	1,00	1,11	97,54
Kalabak complex																
166	58,98	0,78	18,30	5,70	0,05	6,62	1,70	2,50	2,94	0,16	0,08		0,63	0,83	0,81	97,97
590	61,00	0,61	18,00	5,34	0,02	5,30	1,00	2,80	2,81	0,16	0,21		1,00	1,43	1,35	97,28
16Y	56,90	0,68	18,56	5,74	0,19	7,50	2,30	2,16	3,50	0,42				1,64		
17Y	58,37	0,63	17,44	5,44	0,23	7,00	2,20	2,79	3,14					2,24		

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O-	LOI	H ₂ O+	sum %
MADJAROVO COMPLEX																
Arda complex																
4767	55,00	0,85	16,67	5,81	0,06	6,14	4,42	3,97	2,86	0,40	0,34	0,01	2,09	0,97	0,77	100,71
1281	60,20	0,19	15,60	5,34	0,65	2,90	2,65	6,25	2,70	0,43	0,04	0,09	0,92		2,47	100,64
1283	61,55	0,29	14,40	5,54	0,68	2,87	2,93	6,28	1,79	0,37	0,04	0,09	0,86		2,44	100,31
1280	63,00	0,20	15,43	4,35	0,65	1,87	2,10	6,25	2,94	0,34	0,04	0,01	0,90		1,80	100,09
5900	64,70	0,12	14,70	4,44	0,68	1,87	1,69	5,86	3,18		0,10	0,01	0,44		1,54	99,57
Gaberovo complex																
7034	69,30	0,05	14,20	2,75	0,39	1,54	0,87	6,06	2,94		0,10	0,01	0,28		1,32	99,96
1347	67,92	0,13	14,74	2,34	0,39	1,46	0,94	6,25	3,31		0,10	0,01	0,57	1,27	1,32	100,93
2222	66,34	0,06	15,00	2,39	0,36	2,30	0,95	4,50	3,44		0,10		0,47		3,84	99,92
Madzharovo pluton																
4968	61,30	0,09	14,50	4,98	0,66	3,85	2,94	5,00	2,70	0,36	0,04	0,09	0,70		2,00	99,45
Glavanak complex																
4949	61,37	0,09	15,90	4,81	0,71	4,12	2,07	3,68	3,31		0,10	0,01	1,47		1,90	99,82
1364	60,80	0,10	15,81	5,83	0,75	4,48	0,72	3,87	2,81		0,10	0,01	0,43	1,72	2,00	99,73
2770	61,20	0,08	15,48	5,41	0,75	3,77	2,40	4,20	2,45	0,34	0,13	0,01	1,58		2,00	100,13
2621	61,73	0,04	15,90	4,62	0,70	3,66	1,96	4,22	3,31	0,39	0,04	0,09	1,29		1,94	100,24
2793	61,06	0,05	15,95	5,25	0,74	3,96	1,86	4,42	3,44		0,01	0,01	1,03	1,43	0,83	100,46
1038	58,64	0,12	16,16	4,95	0,61	3,50	1,95	4,88	3,06	0,59	1,20	0,09	1,40		2,50	99,86
1333	61,46	0,11	16,23	3,89	0,69	2,47	2,06	5,33	2,94		0,17	0,01	1,70		1,65	98,97
1318	58,78	0,48	16,18	5,85	0,83	2,88	2,57	5,67	3,31		0,21	0,01	0,66		1,87	99,56
1261	64,68	0,01	16,45	3,01	0,67	3,60	1,55	4,20	3,81	0,51	0,04	0,01	0,61		0,88	100,25
2113	63,49	0,62	14,64	4,51	0,08	2,79	2,24	4,15	2,81		0,01	0,01	0,82		2,56	98,99
3001	60,32	0,74	17,60	3,80	0,07	4,80	1,69	3,73	3,27	0,25			1,42		1,90	99,78
95	62,84	0,74	16,95	2,99	0,02	5,83	0,65	4,75	3,55	0,26			0,56	0,58	0,65	100,60
Kochash complex																
3381	56,80	0,09	16,80	6,63	0,83	6,95	3,90	3,08	2,70	0,47	0,04	0,18	0,63	0,89	1,67	101,89

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O -	LOI	H ₂ O+	sum %
ZLATOUST GROUP																
Cherna Mogila complex																
4220	66,43	0,30	15,49	2,15	0,07	2,50	1,01	4,68	2,70	0,16	0,58	0,01	1,31	0,00	2,13	99,64
3041	69,02	0,31	15,05	2,88	0,05	2,36	0,60	4,74	3,52	0,13	0,13	0,03	0,28	0,76	0,88	100,88
4008	72,01	0,21	14,10	1,97	0,05	2,10	0,41	4,23	3,38	0,09	0,22	0,01	0,29	0,58	0,45	100,20
4119	71,34	0,18	13,72	1,64	0,03	0,84	0,47	6,67	1,70	0,06	0,22	0,02	0,98		1,68	99,68
4109	71,29	0,25	13,72	1,79	0,04	0,84	0,68	5,88	1,90	0,06	0,13	0,02	1,04		1,90	99,66
4203	74,20	0,24	13,14	1,67	0,03	2,16	0,44	4,14	3,10	0,13	0,47	0,02	0,14	0,43	0,06	100,48
6078	56,76	0,47	16,20	4,69	0,16	5,93	1,90	3,01	2,76	0,16	4,14		0,56		3,06	100,01
4212	65,91	0,33	15,76	2,85	0,12	1,40	2,90	3,30	2,80	0,20	0,54		0,45		3,90	100,54
Mezek complex																
3104*	74,80	0,13	12,20	0,40	0,01	0,62	0,50	3,53	2,81		0,01	0,01	0,52	1,40	1,42	98,38
2189*	76,96	0,11	11,24	1,17	0,01	0,48	0,66	4,96	0,82	0,01	0,44	0,04	0,80		1,96	99,75
4305	71,45	0,01	12,80	1,21	0,20	1,63	0,54	3,23	2,28	0,03	0,10	0,10	2,45	1,85	1,89	99,85
3129	75,70	0,02	13,10	0,68	0,08	0,90	0,43	4,88	2,48		0,04	0,10	0,50	0,76	0,80	100,49
4421	77,44	0,02	11,62	0,94	0,13	0,62	0,29	4,57	2,94		0,10	0,01	0,60	0,47	0,49	100,31
6123	74,79	0,20	12,86	1,50	0,06	1,10	0,40	4,20	3,10	0,04	0,02	0,01	0,56	0,65	0,67	100,24

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O-	LOI	H ₂ O+	sum %
KARDJALI GROUP																
Ustren complex																
1033y	76,83	0,08	11,50	0,85		0,53		4,05	3,67						1,00	99,44
1222y	75,36	0,16	12,79	1,20		0,27	0,19	5,25	2,52				0,44		1,60	101,08
67Y	74,96	0,19	13,04	0,72	0,02	1,12	0,20	5,85	3,47	0,06				0,79		101,21
Perperok complex																
3004	69,72	0,42	14,60	2,03	0,01	1,75	0,40	5,18	3,51	0,70			0,93	0,94	0,97	97,79
157	72,91	0,23	13,82	1,31	0,01	0,71	0,16	5,72	3,31				0,65	0,75	0,77	98,29
145	75,06	0,12	13,00	1,07		0,42	0,05	5,72	2,81				0,65	0,80	0,81	98,35
11	74,88	0,12	13,00	0,65		0,66	0,15	5,48	3,44				0,52	0,70	0,73	98,41
Bely Plast complex																
394	68,40	0,12	11,20	0,81		3,54	0,21	2,04	2,04				4,95		6,41	99,79
3003	66,85	0,18	12,45	0,86	0,01	3,56	0,30	3,49	1,70	0,50			5,43		4,72	100,12
2502	69,95	0,12	13,95	0,68	0,07	1,32	0,19	4,47	3,31		0,17		1,38		4,18	99,83
586	74,00	0,15	14,14	0,47	0,01	0,41	0,20	5,86	3,06			0,04	0,50	0,96	1,05	100,89
6225	64,20	0,61	15,29	4,36	0,04	4,31	1,87	4,57	2,70	0,41	0,04	0,04	0,60	0,64	0,74	100,80
688	76,86	0,26	9,39	1,82	0,02	0,46	0,68	4,80	0,36	0,09		0,08	2,80		2,23	100,00
675	62,10	0,32	13,90	1,74		3,95	1,52	2,92	0,97	0,30		0,04	5,60		6,40	99,86
477	67,70	0,14	11,80	0,75		2,90	0,94	2,75	0,31	0,05		0,04	6,00		6,66	100,10
601	67,68	0,17	12,50	0,93		2,55	1,05	3,82	0,41	0,07	0,12	0,04	4,45		5,73	99,59
605	66,78	0,26	12,50	2,00		2,92	1,34	3,63	0,70	0,15		0,08	4,40		5,21	100,11
604	67,82	0,20	12,37	1,09		2,35	1,03	4,38	0,46	0,10		0,04	4,62		5,34	99,88
1007	72,12	0,15	11,94	0,95	0,03	1,54	0,96	4,42	0,52	0,06		0,08	0,62		3,60	97,07
7707	68,10	0,14	13,20	0,72	0,01	1,96	0,33	4,88	1,64	0,03		0,04	4,35		4,64	100,09

No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	NaO ₂	P ₂ O ₅	CO	S	H ₂ O-	LOI	H ₂ O+	sum %
BYALA REKA GROUP																
Planinets complex																
2726	73,10	0,06	14,92	0,81	0,03	1,42	0,15	4,02	4,48	0,01	0,02	0,01	0,15	0,56	0,56	100,30
2727	72,90	0,13	13,49	1,00	0,05	0,89	0,34	5,43	2,78	0,01	0,02	0,01	1,04	1,46	1,47	101,02
2125	73,00	0,12	13,28	1,15	0,02	0,96	0,45	5,56	3,08	0,02	0,17	0,01	0,94	0,72	0,58	100,06
4115	73,30	0,15	13,20	1,42	0,08	1,10	0,65	5,15	3,16	0,02	0,09	0,01	0,51	0,91	0,89	100,73
269	72,30	0,16	13,09	0,90	0,03	2,16	0,44	6,70	1,92	0,02	0,18	0,01	1,30	0,85	0,68	100,81
4200	69,75	0,11	12,95	1,06	0,09	1,40	0,25	2,60	4,51	0,02	0,22		1,57		5,08	99,65
Krumovgrad complex																
2126	48,00	0,86	11,90	7,83	0,18	10,00	8,70	3,78	2,16	0,74	1,20	0,04	1,13		2,84	99,36
1PM	46,44	2,01	16,48	9,24	0,15	10,10	7,61	2,30	2,11	0,57				3,13		100,14
2PM	46,74	2,02	16,68	8,72	0,15	9,35	7,38	2,34	3,75	0,69				2,08		99,90
3PM	48,03	2,20	18,04	8,42	0,20	8,39	4,51	3,24	3,61	0,88				2,54		100,06
4PM	46,75	2,23	16,86	8,75	0,18	8,49	5,96	2,94	3,91	0,75				2,91		99,73

Владимир Георгиев

МЕТАЛОГЕНИЯ НА ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ

Българска
Първо издание

Рецензенти:
Проф. дгн Божидар Маврудчиев
Проф. дгн Ангел Кунов
Доц. д-р Росен Недялков

Редактори:
Катя Тошева
Надежда Велинова

Формат 60/90/8
Печатни коли 32,75 + 2 печатни коли цветно приложение

Печатница на Академично издателство „Проф. Марин Дринов“
1113, София, ул. „Акад. Г. Бончев“, бл. 5

www.baspress.com

ISBN 978-954-322-539-2