

ОТНОСНО ПАЛЕОГЕНСКИТЕ ДАЦИТ-РИОДАЦИТОВИ ВУЛКАНИТЕ ОТ ЗАПАДНИТЕ И ЦЕНТРАЛНИТЕ РОДОПИ И ГЕДИНАМИЧНИТЕ УСЛОВИЯ НА ТЯХНОТО ФОРМИРАНЕ

Милорад Вацев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700, България

РЕЗЮМЕ

Късноеоцен-ранноолигоценските дацит-риодацитови вулканите са образувани и разположени в грабенови понижения, развити встрани от блоково-сводови подувания с проява на къснокреден метаморфизъм и съдържащи къснокредни и палеогенски гранитни плутони. Вулканските скали асоциират с груботеригенни последователности от моласов тип. Те имат аналогичен петрографски и петрохимичен състав, присъщ на нормални дацити, риодацити и трахириодацити. Това е една нормална до субалкална калиево-натриева или високо-калиева, калциево-алкална дацит-риодацитова серия с наличието на игнимбри. По петроложки и геоложки данни това са колизионни магми, свързани с тектоно-метаморфно-магмена реактивация и разкъсване на метаморфния фундамент.

ВЪВЕДЕНИЕ

В района на Западните (ЗР) и Централните Родопи (ЦР) палеогенски седиментни, вулканогенно-седиментни и вулкански скали са представени в грабенови понижения, наложени върху докамбийския метаморфен фундамент на Родопския район (РР) и частично и върху къснокредно-палеоценски гранодиорит-гранитни плутони. Основните палеогенски грабенови понижения или седиментни и вулкански басейни, разглеждани в настоящата работа са: Местенски басейн (МеБ) и Доспатски басейн (ДоБ) или Брацигово-Доспатско понижение, разположени в Западните Родопи, Смолянски басейн (СмБ) и Горноардински басейн (ГаБ), разположени в Централните Родопи и на юг до с Гърция. Вулканските скали от района на Хвойненски басейн (ХвБ) (Вацев, 1988) не се разглеждат самостоятелно, защото по състав са сходни със тези от Смолянския басейн и се приемат като част от тях. Вулканските скали от района на гр. Лъки са представени от латити, кварц-трахити, трахидацити и трахириолити (Стойнов, Стойнова, 1969). По състав са аналогични с вулканитите от Боровишкия вулкански район от ИР и не се разглеждат и интерпретират тук.

Настоящата работа е продължение на по-ранните изследвания на автора и има за цел, ползвайки нови геоложки и аналитични материали да обобщи информацията за вулканските скали от отделните басейни и се изяснят техните общи и отличителните черти, регионалните геодинамични условия на тяхното образуване и подобри разбирането за вулканизма в цяло.

СТРУКТУРНА И СТРАТИГРАФСКА РАМКА

Структурна рамка

Развитието на палеогенските грабени и на вулканската дейност в тях е свързано с къснокредно-палеоценската

тектоно-магмена активизация на РР или колизията. В РР е проявен къснокреден метаморфизъм от амфиболитов фацес и свързано с него маглообразуване (Арнаулов, Лилев, 1998; и др.). Основно развитие са придобили амфиболити, разнообразни гнайси и мигматити, чийто минералого-петрографски състав е много близък до този на гранитоидите и са образувани метаморфно-магмени подувания. Грубопорфирните гранити от ЗР, имат възраст 70 Ма и се разглеждат като синметаморфни (Kamenov et al., 1999). С къснокредна възраст са и плутоните от Северен Пирин (Загорчев, и др., 1987) и къснокредно-палеоценска Барутин-Буйновският (Елатия в Гърция) плутон (Soldatos, Christofides, 1986; Christofides, 1998). Нов етап от развитието на РР е протекъл през средноеоцен-ранномiocенския времеви интервал. В ЗР са образувани среднозърнестите амфибол-биотитови гранити или втори тип гранити с възраст 40 Ма (Kamenov et al., 1999), а също така и гранити с възраст 37- 32 Ма в района на Пирин планина (Загорчев и др., 1987). С нарастването на подуванията е свързано прерастването им в блоково-сводови издигания и разкъсване на горната част на земната кора. При разломяването са използвани и стари нарушения, и вътрешни граници. През средния еоцен и по-късно до нарастващите и разширяващите се издигания, са се образували и етапно развивали грабенови понижения (Вацев и др., този том; и др.). Късноеоценските грабени са били с характер на вътрешноплатински и са изпълнени с груботеригенни и теригенни скали от моласов тип. Паралелно с това около границата еоцен-олигоцен са протекли разширения и дълбоки скъсвания на земната кора и е проявена активна вулканска дейност в целия РР. Наличните последователности от седиментни и вулкански скали маркират преход от ранни в зрели и "горещи" грабени.

Стратиграфска рамка

Възрастта на седиментните и свързаните с тях вулканските скали от пониженията от ЗР (Вацев, 1978, 1991; Вацев, Недялкова, 1984) и на същите от ЦР (Вацев,

1981, 1982, 1985, 1988, 1989; Вацев, Христов, 1982; Вацев, Чолаков, 1978) по фосилна флора е късноеоцен-олигоценска. За вулканските скали такава възраст е определена и по радиометричните данни (Пальшин и др. 1974; Pecskey et al., 1991). Късноеоцен-ранноолигоценска е и възрастта на вулканските скали от ИР, които са бимодални и представени от асоциация от базични и среднокисели субалкални скали и калциево-алкална риолитова асоциация (Yanev et al., 1998; и др.). Общо в РР вулканската дейност е започнала в края на късния еоцен, активно е проявена около границата еоцен-олигоцен и е приключила вероятно в края на ранния олигоцен.

ПЕТРОГРАФСКА ХАРАКТЕРИСТИКА

Вулканските и вулканогенно-седиментните скали от различните понижения от ЗР и ЦР, и от техните различни части, и имащи различна стратиграфска позиции и генезис, притежават относително еднакъв минералогог-петрографски и петрохимичен състав (Бахнева, Стефанов, 1973; Вацев, Недялкова, 1984; Вацев, Кацков, 1988; Вацев, 1989; Vatssev., 2002; и др.). Фенокристалите са идиоморфни и натрошени и са представени от плагиоклаз, калиево-натриев фелдшпат, кварц, биотит, амфибол и авгит. Количеството им варира от 10-20 до 40-65%. Плагиоклазовите кристали (3-6mm) имат зонален строеж и съставът им варира от центъра към периферията от андезин (An 50-42) до олигоклаз (An 30-22). Наблюдава се права и обратна зоналност, както и кристали с по-базични, вероятно реликтови ядра. Калиево-натриевият фелдшпат (0,3-5 cm) е представен от санидин, а в игнимбритите от ортоклаз (-2V = 60-64) (Вацев, Кацков, 1988). Кварцовите фенокристали (0,2-6 mm) са с неправилни очертания, съдържат заливчета изпълнени с вулканско стъкло. Наблюдават се и полиминерални, ксеногенни кварцови зърна и такива съдържащи газове и прахови включения. Биотитът е основният и постоянно присъстващ (3-6 %) фемичен минерал. Представен е от разновидности относително богати на желязо, установяват се люспи с тънки, по-тъмни зелено-кафяви външни зони. Амфиболът е сравнително рядък (под 1 %) минерал в разглежданите калиево-натриеви скали, представен е от обикновен зелен амфибол, установява се предимно в дацитите от основата на вулканските последователности (Вацев, Недялкова, 1984; Вацев, Кацков, 1988; Вацев, 1989; Vatssev., 2002; и др.). Рядко се установяват дребни, полуавтоморфни зърна от авгит или диопсидов авгит, който е заместен от амфибол. Акцесорните минерали са представени от: циркон, апатит, ортит, магнетит, титаномагнетит, титанит и др. В скалите се установяват също кристобалит, тридимит, калиево-натриев фелдшпат, рудни минерали и други.

Основната маса на вулканските скали е изградена изцяло или почти изцяло от вулканско стъкло, което е разкристализирало в различна степен, а минералите са както основните. Основната маса е еднородна или двуфазова. За втората е характерна ивичестост, неясна брекчевидност от два несмесими компонента, имащи черен и червено-черен цвят. Представени са и вторични девитрификационни структури: хиалопелитова, фелзитова, сферолитова и други.

Игнимбрити с дебелина от първите десетки до 500-600 m са развитие в Доб, СМБ и Габ (Вацев, Кацков, 1988; Вацев, 1989, 2001; Бахнева, Стефанов, 1973).

Минералните асоциации от вулканските скали имат полигенен произход. Установява се силна положителна корелация между състава на вулканитите и съдържащите се в тях реликтови включения от метаморфните и магмените скали от фундамента. Наличните асоциации от фенокристали са присъщи на нормални калциевоалкални биотитови, понякога вариращи до амфибол-биотитови дацити и риодацити.

ПЕТРОХИМИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Късноеоцен-ранноолигоценските вулкански скали от ЗР и ЦР са кисели, като по съдържанието на SiO₂ (64-74 т. %) и на другите основни петрогенни окиси съществено не се различават – Фиг 1-4. Разграничаването на основните типове вулкански скали е направено по: 1) Класификацията и номенклатурата на магмените скали (CNI) - диаграма (Na₂O+K₂O)/SiO₂ т.% (Богатиков и др., 1981); 2) Класификацията на вулканските скали (TAS диаграма) (Le Bas et al., 1992) с допълнение за полето на риодацитите по Yanev, Andreev (2000); 3) Класификация по съдържанието на K₂O/ SiO₂ т.% (K/Si диаграма) по Pesseillo and Taylor (1976) с допълнения от Ewart (1982). Преизчисленията на нормативния минерален състав са направени по метода на американските геолози C.I.P.W. и са използвани: 1) AQP диаграма с разграничителни линии по Le Bas and Strekeisen (1991); 2) AbAnQ диаграми с разграничителни линии по Irvine and Baragar (1970). За характеризирането на скалните комплекси са използвани също AFM и Na₂O-K₂O-CaO диаграми и вариационни диаграми по параметъра на Ларсен - SiO₂/3+ K₂O - FeO - MgO - CaO.

Данните за вулканските скали от понижения от ЗР и ЦР по съотношенията на сумата от алкалните окиси към съдържанието на SiO₂, нанесени на TAS диаграмите, имат сходно разположение около точката, разделяща полетата на дацити, трахидацити и риолити (Фиг. 1) и се определят като дацит-трахидацит-риолитова (трахириодацитова) серия. На диаграмата K₂O/SiO₂, съгласно разграничителните линии по посочените по-горе автори, но без да е разграничено поле на риодацити, вулкански скали от пониженията от ЗР и ЦР индивидуално и общо, са характеризирани като висококалиева дацит-риолитова серия. От диаграмата CNI – (Na₂O+K₂O)/SiO₂ проличава, че палеогенските вулкански скали от ЗР и ЦР са с еднороден дацит-риодацитов и трахидацит-трахириодацитов състав. Единствено в СМБ са установени риолити, т.е., скали със съдържание на SiO₂ над 73 т.% (в случая от 73 до 74 т.%). Вулканитите от Доб и СМБ са с риодацитов състав, а тези от МеБ и Габ са дацит-риодацитови, но без да е проявено различие по стратиграфска позиция и плътно развитие. По сумата от алкалните окиси, това са нормални калциево-алкални и субалкални скали. Данните на стъкловидните скали и фяметата от игнимбритите попадат в полето на андезит-дацитите (Вацев, Недялкова, 1984; Вацев, Кацков, 1988; Вацев, 1989; Vatssev, 2002).

Вулканските скали от ЗР и ЦР по нормативен минерален състав от диаграмата AQP са определени като риолити, а дацит-риолити са скалите от МеБ. На диаграмата няма очертано поле за риодацити, но разположението на точките в дясната долна част на полето показва, че това са риодацитови по състав скали с относително повишена алкалност. В полето на кварцлатитите попадат единични анализи. По съотношенията на нормативен Ab-An-Or скалите от МеБ и ДоБ са калиеви риодацити, а тези от ГАБ и СМБ са калиеви и калиево-натриеви риодацити и риолити.

Обобщавайки посочените данни за вулканските скали от басейните от ЗР и ЦР с отсъствието на различия между тях, позволява да се да се посочи, че това са скали от една нормална калциево-алкална до субалкална дацит-риодацитова и трахидацит-трахириодацитова серия (CNI и TAS диаграма). Относително по-базични скали, представени от дацити, са развити в МеБ, а по-кисели скали - риолити с относително ниско съдържание на SiO_2 - са установени в СМБ. По отношение на алкалността на скалите трябва да се посочи, че сумата от Na_2O и K_2O варира от 4,5 до 9,6 т.% и това са нормално калциево-алкални и субалкални скали. Общо за тях е характерно, че съдържанието на K_2O преобладава над това на Na_2O (Фиг. 1). Съотношението между тези окиси е обратно за хиалодацитите, бедни на фенокристали, които са единични или незначителен брой от използваните анализи; този тип скали имат относително малко развитие. Отношението $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ не слиза под 0,4 и в цяло разглежданите скали принадлежат към калиево-натриевата серия (Богатиков и др., 1981, с. 19). Калеева специализация на изходните топилки не е проявена, а само относително повишено съдържание на калий. Алкалният тренд при прехода от нормални в субалкални скали е сложно проявен и на места е с антидромен характер.

За разглежданите вулканити общо е характерно: ниско съдържание на TiO_2 – 0,2-1,3 т.%, а при увеличаване съдържанието на SiO_2 намалява това на TiO_2 и FeO в резултат на отделянето на магнетита и обедняване на топилката, но скалите са бедни на FeO ; няма ясно проявено обедняване на скалите или топилката с Al_2O_3 с нарастване на SiO_2 , като това са скали с умерено ниско и умерено високо съдържание на Al_2O_3 , нормативен корунд се установява много рядко; съдържанието на CaO нараства с намаляване това на SiO_2 ; скалите са бедна на CaO и MgO като съдържанието на нормативен волластонит и енстатит е в рамките първите няколко процента; съдържанието на P_2O_5 е ниско – 0,05-0,4 т.%.

Палеогенските вулканити от ЗР и ЦР имат сходен минерален и петрохимичен състав, и са характерна, късноеоцен-ранноолигоценска, еднотипна калиево-натриева, калциево-алкална до субалкална, дацит-риодацитова серия. Съставът и сходството на вулканските скали от ЗР и ЦР, показват, че няма ясно проявена диференцираност и слабото развитие на риолити може да се свърже с относително бързото издигане на топилките. Дълбочината на магмените камери е била на около 15 km (Бахнева и др., 1978), а на междинните камери – 2-7 km (Katskov, 1987).

В къснокредно-плиоценския времеви интервал от развитието на РР са разграничени три основни етапи: 1) ранноколизиянен, къснокредно-палеооценски с удебеляване на земната кора; 2) средноколизиянен еоцен-ранно ранно-миооценски на грабенообразуване и вулканизъм; 3) късноколизиянен ранномиооценски-плейстооценски на грабенообразуване без вулканска дейност.

С къснокредната колизия е свързана реактивизация на РР, метаморфизъм амфиболитов фазиес, мигматизация, развитие на метаморфно-магмени куполи и гранитни плутони, данни за които са посочени в началото на работата. Паралелно с това са създадени зонални магмени полета, наложени върху фундамент с различни строеж, дебелина и тектонска активизация. Това е полето на нормалните гранодиорит-гранити от РР и на субалкалните габро-гранодиоритни, монзонити и сиенити от Средногорието. Тези геоложки феномени и последвалите ги палеогенски гранити и вулканити, и ранномиооценски гранити, маркират висок термичен градиент в кората, имаща сега дебелина над 50 km.

През втория - еоцен-ранно ранномиооценски етап, както и през предния, първоначално е протекло натрупване на топлинна енергия и веществени промени в мантията и долната земна кора и по-слабо в горната. Тогава на границата с горната кора топлинният поток и веществото са се премествали вероятно и в обратна посока. С това са били свързани блоково-сводови издигания, разширение или разтичане на планинското съоръжение и разкъсване на земната кора. В горната кора е протекъл принос на топлинна енергия, образувани са гранитни плутони, блоково-сводови издигания и рифтогенни понижения - грабени. Това са вътрешноплаински понижения в които е проявен късноеоцен-ранноолигоценски дацит-риодацитов вулканизъм и седиментация от моласов тип. Развитието на пониженията е протичало в условията на редуващи се компресии и издигания, екстензии и понижения (Вацев и др., този том; и др.). Разширенията общо са били слаби, свързани с блоково-сводовите издигания и не са образувани типични рифтови долини с рифтов вулканизъм. Последователното образуване на сравнително еднообразни по състав къснокредно-палеооценски, палеооцен-ранноолигоценски гранитни плутони и късноеоцен-ранноолигоценски дацит-риодацитови вулкански скали, дава основание да се допусне етапно изтискване и изтласкване на еднообразни топилки от метаморфния, относително еднообразен и частично разтопен в дълбочина фундамент. Характерът на долната земна кора и горната мантия в РР е изучен слабо (Велев, 1996; Shanov., 1998). Изхождайки от амфиболит-гнайс-гранитния състав на фундамента, изграден от протерозойски комплекси, а в дълбочина вероятно и от неразкрити архайски комплекси, и на свързаните с него гранитни плутони и мигматити, може да се приеме тоналит-амфиболитов състав на по-дълбоките части на кората.

Средно и късноалпийските тектонски, метаморфни и магмени явления и процеси в РР, са били свързани с колизията между Африкано-Арабската и Евроазиатската плоча, разглеждана в редица публикации. РР е приеман

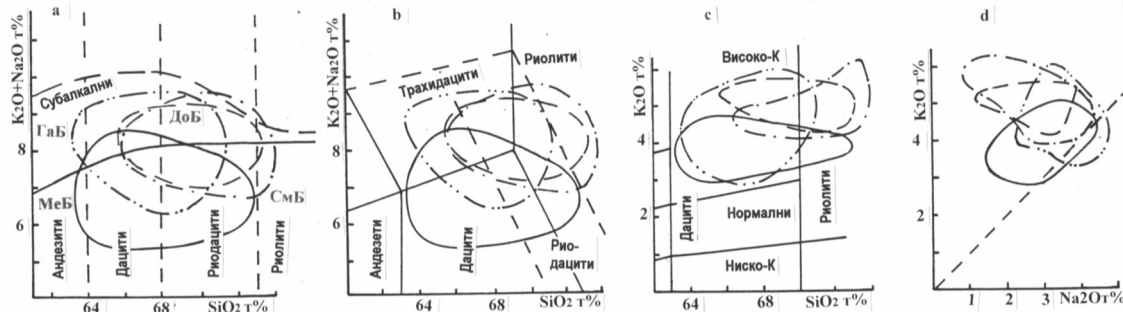
като част от Европейската плоча (Dabovski et al., 1991; и др.), а в настояще време се разглежда като част от Африканската плоча (Янев, 1999; и др.). По-конкретно в района на Балканския полуостров (Vocsolety and al., 1974; и др.) е протекла субдукция на Вардарския клон на Тетиския океан под Европейската плоча и в края на кредния период той е бил затворен. Средногорската зона е интерпретирана като островна дъга, а вулканитите като енсилични. През еоцена се е затворил и последния ръкав на Тетиса – Пиндския (Ricoü, 1994) и еоцен-олигоценските вулкански скали от РР се разглеждат като енсилични (Dabovski et al., 1991).

Вулканизмът в РР се разглежда от нас, като следствие не само от дълбочинните регионални процеси под вулканските райони, свързани със силно нагрятата “аномална” мантия и долна кора и нейното издигане, но и с глобалните процеси, свързани с колизията и определящи плана на континенталните деформации в съседните блокове (терени) в това число и стресовите полета на разширение и отсядане. Нарастването дебелината на земната кора, метаморфизмът и нарушенията на скалните маси са създавали необходимите предпоставки за гранитни топилки. Ранномиоцен-плейстоценският етап се характеризира с развитието на нова система от грабенови седиментни басейни, без вулканска дейност в тях и цикличен строеж на техния пълнеж (Вацев, 1998; и др.). Общо за РР от края на кредата до кватернера е характерно развитието на типични континентални структури - блоково-сводови издигания, грабенови понижения и заздравяване на земната кора.

Развитието на грабеновите понижения и седиментация в тях в ЗР и ЦР са проявени през средния еоцен (Вацев и др., този том), а в ИР в края на палеоцена (Goganov, Atanasov., 1992; и др.). В развитието на грабените се установяват етапи от по-нисък ред и трансгресивно-регресивни седиментни последователности (Вацев и др., в този том; и др.). Вулканската дейност в пониженията от РР общо е протекла през късноеоцен-ранноолигоценската епоха. Проявено е отместване на палеогенския вулканизъм във времето от ССЗ на ЮЮИ в ИР (Yanev et al., 1998; и др.). Наличните радиометрични данни за възрастта на гранитните плутони от Пирин планина и южно от нея в Гърция и на тези от ЗР и ЦР от България и Гърция, маркират миграция на магмената активност от ССИ на

ЮЮЗ, също към колизионния фронт и обратно на тази от островните дъги. Разглежданите райони са разположени на 250-400 km от Вардарската зона. В РР е датиран къснокреден, а в ИР и по-късен приабонски (35 Ma) метаморфизъм с типично корово начално стронциево отношение (Пейчева и др., 1996). Тези факти маркират етапност в проявите на субдукциите и колизията. Субдукционните процеси най-вероятно не са се отразили пряко при образуването в РР на къснокредените, палеогенските и ранномиоценските гранитни плутони и еоцен-олигоценските вулканити, но са създавали стресови условия, благоприятни за метаморфизъм, магнемообразуване и постъпването на магмата към повърхността. Развитието на разновъзрастните гранитни плутони и на еоцен-олигоценските вулканити, показва неколккратно проявяване на еднотипни по състав магми и използването на едни и същи зони за проникване на топилките в консолидирания блок и на повърхността. Образуването на гранитните плутони и на разглежданите вулканити без съмнение според нас, е било свързано с топенето на дълбокия изостатичен “корен” и магмени камери в горната кора на РР. Yanev et al. (1998) относно вулканизма смятат, че в края на еоцена е протекло скъсване на субдукциращата се континентална, еклогитизирана плоча, потъване в мантията и нарушаване на нейния термичен градиент. Наличието на късноолигоценски базалтови дайки в ИР и техните петроложки и геохимични характеристики, маркират проявите и на дълбоки скъсвания на земната кора (Marchev et al., 1998). Това дава основание да се допусне по-определено, че преносът на топлинна енергия от активизираната горна мантия в земната кора, е осъществяван вероятно и от базалтови топилки. Това от своя страна е допринесло и за неравномерното повишаване на терминия градиент на земната кора.

Една от важните особености във формирането и развитието на грабеновите понижения и на представените в тях вулкански последователности, е тясната взаимна връзка и даже взаимна обусловеност на тектоно-магмените процеси. Тя е маркирана от една страна от привързаността на вулканските скали и дейност в грабените и от друга от развитието на вулканско-тектонски понижения (калдери) в тях. Те са изпълнени с вулкански и вулканогенно-седиментни скали, съдържащи клиновидни и неиздържани пачки и задруги от теригенни скали.



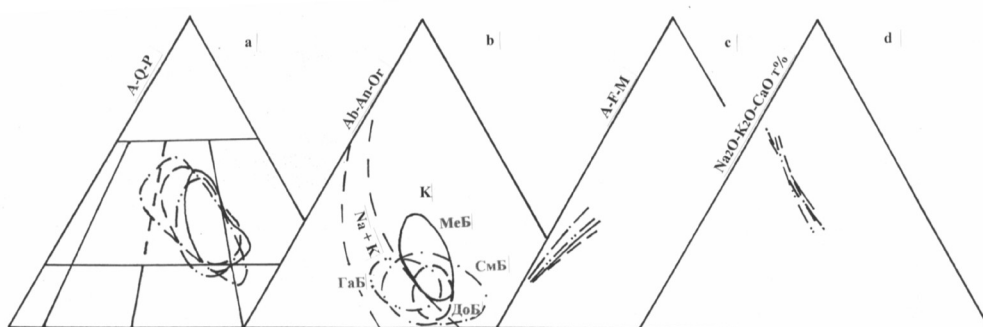
Фигура 1. Петроложки диаграми на палеогенските вулкански скали от Западните и Централните Родопи: а) Диаграма $K_2O + Na_2O/SiO_2$ m%; б) Диаграма $K_2O + Na_2O/SiO_2$ (TAS) m%; в) Диаграма K_2O/SiO_2 m%; г) Диаграма K_2O/Na_2O m%; данни за диаграмите виж в текста.

Вариационните диаграми по параметъра на Ларсен (Фиг. 3) маркират нарастване съдържанието на SiO_2 и K_2O , слаба променливост на това на Na_2O , и намаляване

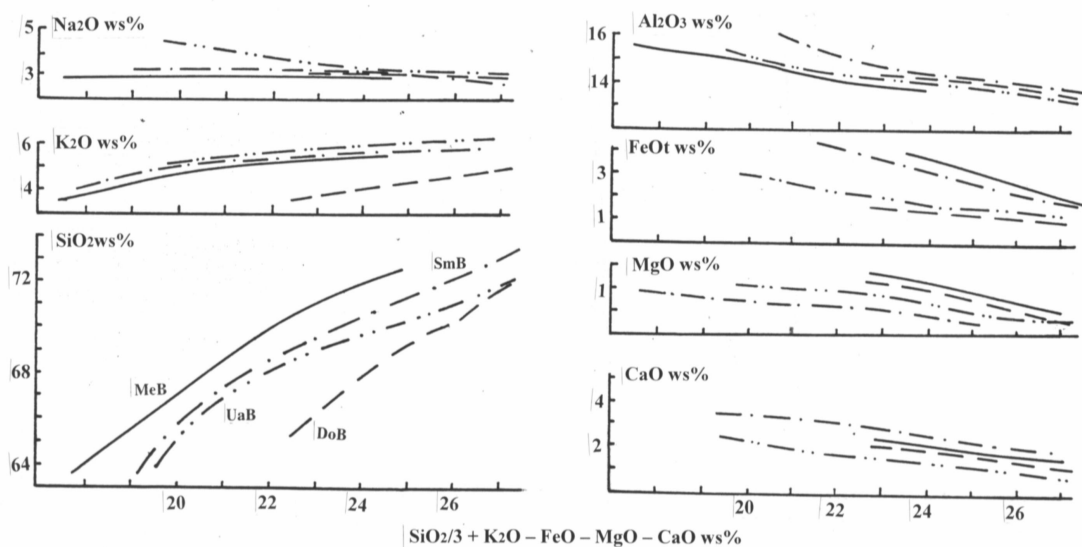
съдържанието на останалите основни петрогенни окиси. Изкривеният тренд на вариационните линии на диаграмите дава основание да се приеме, че в топилките порциите от

добавен материал са се изменяли. Непосредствените вулкански последователности от всичките понижения се характеризират с хомодромен тренд. Той е маркиран от развитието на относително по-базични, стъкловидни и бедни на фенокристали скали в долната част на конкретните вулкански последователности. За тези от горната - е характерно, че те съдържат фенокристали в значителен обем (40-65%) и имат относително по-кисел състав и по-висока алкалност - субалкалност. Секущи тела от жили и некове, съдържащи повишено количество от фенокристали на санидин и имащи относително повишено съдържание на K_2O , маркират прояви на атнидромен тренд, свързан вероятно с топлилки от долните части на

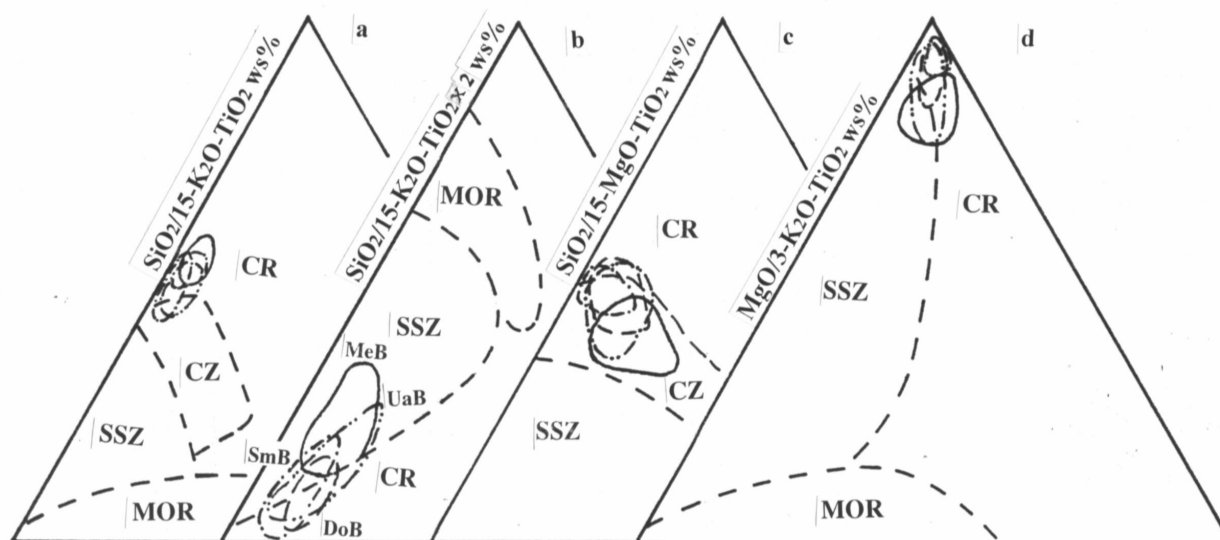
магмените камери. Обаче, тези секущи тела имат малък обем. Калциево-алкалния тренд на вулканитите, бедни на MgO проличава на AFM диаграмите. От диаграмите Na_2O-K_2O-CaO проличава макар и слабо калиев тренд при относително намаляване съдържанието на Na_2O и CaO . Общо за разглежданите вулкански скали е характерно, че отношението K_2O/Na_2O не зависи от съдържанието на SiO_2 . По този параметър те се отнасят към втората серия магмени скали, присъща на тектонски активизирани стабилни блокове от земната кора (Маракушев, Яковлева, 1975). Изложените по-горе геоложки данни показват, че това е колизийна активизация.



Фигура 2. Диаграми на минералогия и петрология състав на палеогенските вулкански скали от Западните и Централните Родопи: а) Диаграма AQP, A – алкален фелдшпат, Q – кварц, P - плагиоклаз; б) Диаграма Ab-An-Or нормативен минерален състав; в) Диаграма AFM, A = $Na_2O + K_2O$, F = $FeO + 0.9Fe_2O_3$, M = MgO т%; д) Диаграма Na_2O-K_2O-CaO т%; данни за диаграмите виж в текста.



Фигура 3. Вариационни диаграми по параметъра на Ларсен на вулканските скали от Западните и Централните Родопи.



Фигура 4. Диаграми по съотношенията на Si, Mg, Ti и K на вулканските скали от Западните и Централните Родопи; обстановки: MOR – срединно-океански хребет, CR – континентален рифт, SSZ – субдукционна зона, CZ – континентална колизия; данни за диаграмите виж в текста.

Петрохимичните данни за вулканските скали от ЗР и ЦР от диаграмите от Фиг. 4: а) $\text{SiO}_2/15\text{-K}_2\text{O-TiO}_2$, б) $\text{SiO}_2/15\text{-MgO-TiO}_2 \times 2$, в) $\text{SiO}_2/15\text{-K}_2\text{O-MgO}$ и г) $\text{MgO}/3\text{-K}_2\text{O-TiO}_2$, показват еднотипно групиране на точките по отношение на разграничителните линии по Демина и Симеонов (1999). В цяло разглежданите вулкански скали или топилки може да се разглеждат като колизионни и рифтогенни. Разположението на точките до разграничителната линия с тези от континенталните рифтове (Фиг. 4) може да се обясни с развитието им в рифтогенни по характер “горещи” грабенови понижения и блокови отмествания в земна кора с дебелина над 50 km. Разположението на точките до разграничителната линия на субдукционните зони и континенталните рифтове (Фиг. 4 - б, д) може да се свърже със синхронното проявяване на тези събития и процеси дълбоко в РР през палеоцен-еоцен-олигоценско време и наличието в магмите на мантийни и долнокорови компоненти и вероятно на такива от древни субдукционни зони. Прочисава също, че разположението на точките е свързано и с ниското съдържание в скалите на MgO и TiO_2 . Разположението на точките на диаграмите в голяма степен е сходно с това на вулканските скали от Африканските рифтове, посочени в работата на Демина и Симонов (1999, Фиг. 2). Сумирането на тези данните и на данните за геоложкото развитие на Родопския и съседните район, показва сложния, комплексен тектоно-метаморфно-магмен характер на къснокредно-палеогенската активизация или реактивизация на РР при колизията и проявите на разкъсване и рифтогенеза. Приведените геоложки, петрографски и петрохимични данни тук за късноеоцен-олигоценските вулкански скали от ЗР и ЦР, и в по-предни работи на автора (Вацев, Недялкова, 1984; Вацев, Кацков, 1988; Вацев, 1989; Vatshev, 2002; и др.) позволяват да се посочи, че те са най-вероятно резултат от евтектично топене на континентален тип земна кора при вероятно участие на долнокорови и мантийни магми. Последователното образуване на значителен обем от еднородни по състав кисели топилки в РР, е било свързано със сложни и

променливи във времето геодинамични условия и процеси, свързани с колизията, удебеляването на земната кора и активизирането на земнокорови блокове с различна дебелина и историко-геоложко развитие.

ЛИТЕРАТУРА

- Арнаутов, В., Б. Амов. 1998. *Геохим. минер. и петр.*, 34: 83-90.
- Бахнева, Д., Н. Стефанов. 1973. *Год. МГУ*, 27, св. 2, *Геол.*: 125-139
- Бахнева, Д., П. Ножаров, Н. Стефанов, Н. Кръстев. 1978. *Год. МГУ*, “25 год. ВМГИ”:
- Богатиков, О. А, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и др. 1981. *Класификация и номенклатура магматических горных пород. Недра, М.*: 1-160.
- Вацев, М. 1978а. *Год. МГУ*, 23, св. 2, *Геол.*: 51-75.
- Вацев, М. 1978б. *Год. МГУ*, 23, св. 2, *Геол.*: 221-246.
- Вацев, М. 1981. *Год. МГУ*, 27, св. 2, *Геол.*: 65-76.
- Вацев, М. 1982. *Год. МГУ*, 28, св. 2, *Геол.*: 77-103.
- Вацев, М. 1985. *Год. МГУ*, 31, св. 2, *Геол.*: 113-131.
- Вацев, М. 1988. *Год. МГУ*, 34, св. 1, *Геол.*: 27-40.
- Вацев, М. 1989а. *Год. МГУ*, 35, св. 1, *Геол.*: 19-31.
- Вацев, М. 1989б. *Год. МГУ*, 35, св., 1, *Геол.*: 43-57.
- Вацев, М. 1991. *Год. МГУ*, 37, св., 1, *Геол.*: 9-22.
- Вацев, М. 2002. *Год. МГУ*, 45, св. 1, *Геол.*: 21-27.
- Вацев, М., Н. Кацков. 1988. *Год. МГУ*, 35, св. 1, *Геол.*: 73-85.
- Вацев, М. Д., С. М. Недялкова, 1984. *Год. МГУ*, 30, св. 2, *Геол.*: 115-135.
- Вацев, М., И. Христов. 1982. *Год. МГУ*, 28, св. 2, *Геол.*: 105-119.
- Вацев, М., Н. Чолаков. 1978. *Пловдив. у-ет, Науч. Труд.*, 16, 4, *Геол.*: 417-431.
- Велев, А. 1996. *Бъл. Геоф. Сп.*, 22, 2: 91-107.
- Демина, Л. И., Д. А. Симонов. 1999. *Док. АН России, Геология*, 366, 6: 797-796.
- Загорчев, И., С. Мурбат, П. Лилов. 1987. *Geol. Balc.*, 17, 2: 59-71.

- Маракушев, А. А., Е. В. Яковлева. 1975. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, 1: 3-24.
- Пальшин, И. Г., С. Д. Симов, М. М. Аракелянц, И. В. Чернышев. 1974. *Изв. АН СССР, Сер. Геол.* 4: 13-22.
- Пейчева, И., С. Саров, М. Овчарова, Ю. Костицин. 1996. *Новости в геологията на Б-я – Абстракти*: 88-89.
- Стойнова, М., С. Стойнов. 1969. *Год. МГУ, 15, св. 2, Геол.*: 53-62.
- Янев, С. 1999. *Сп. на БАН*, 3-4: 3-9.
- Goranov, A., G. Atanasov. 1992. *Geol. Bal.*, 22, 3: 71-82.
- Voccolery, M., P. Manetti and A. Peccerillo. 1974. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85: 1077-1084.
- Christofides, G. 1996. Terranes of Serbia. *Belgrade*: 155-160.
- Dabovski, Ch., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavroudchiev, G. Stanisheva, Y. Yanev. 1991. *Geol. Balc.*, 21, 4: 3-15.
- Dercourt, J., L. E. Ricou, B. Vrielynck. 1993. *Atlas Tety's Palaeoenvironmental Maps. Paris, Gauthier-Villars*: 1-307.
- Efthteriadis, G. 1995. *Eur. J. Minerals.*, 7: 1169-1182.
- Eleftheriadis, G. und H. J. Lippolt. 1984. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 3: 179-191.
- Ewart, A. 1982. In: Thorpe, R. S. ed. *Andesites: orogenic andesites and related rocks. Wiley, Chichester*: 25-95.
- Gaudant, J., et M. Vatshev. 2002. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 4: 220-236.
- Gaudant, J., and M. Vatshev. (in press). Decouverte de deux ichthyofaunes lacustres dans l'Oligo-Miocene du graben de Brezani (Bulgarie du SO) *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*
- Innocenti, F., N. Kolios, P. Manetti, R. Mazzuoli, A. Peccerillo, E. Rita and L. Villari. 1984. *Bull. Volcanol.*, 47: 25-37.
- Irvine, T. N., and V. R. Baragar. 1971. *Can. J. Earth. Sci.*, 8: 523-548.
- Kamenov, B., I. Peytcheva, L. Klain, K. Arsova, Y. Kostitsin, E. Salnicova. 1999. *Geochim., Mineral., Petrology*, 36: 3-26.
- Katskov, N. 1987. *Zeitschr. Fur angewandte Geol.*, 33, 7: 175-179.
- Le Bas, M. J., R.W. Maiter and A. R. Woolley. 1992. *Mineral. Petrology*, 46: 1-22.
- Le Bas, M. J. and A. L. Strekeisen. 1991. *J. Geol. Society*, 148: 825-833.
- Marchev, P., O. Vaselli, H. Downes et al. 1998. *Acta Vulcanol.*, 10,2: 233-242.
- Peccerillo, N. A., S. R. Taylor. 1976. *Contrib Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Pecskay, Z., K. Balogh, A. Harkovska. 1991. *Acta Geol. Hungar.*, 34,1-2: 101-110.
- Ricou, L. E. 1994. *Geodinam. Acta, Paris*: 169-218.
- Soldatos, T., G. Christofides, 1986. *Geol. Balc.*, 16, 1: 15-23.
- Shanov, S. 1998. *Acta Vulcanol.* 10, 2: 347-352.
- Yanev, Y., A. Andreev. 2000. *Comp. Red. ABS*, 53, 3: 59-62.
- Yanev, Y., F. Innocenti, P. Manetti, G. Serri. 1998. *Acta Volcanol.*, 10, 2: 279-291.

On the Paleogene dacite-rhyodacite volcanics in the Western and Central Rhodopes and their geodynamic setting

Milorad Vatshev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, Bulgaria

ABSTRACT

The Late Eocene–Early Oligocene dacite-rhyodacite volcanics are related to graben depressions located around block-dome structures that were metamorphosed during the Late Cretaceous and intruded by Late Cretaceous and Paleogene granite plutons. The volcanic rocks associate with coarse terrigenous successions of molasse type. Their petrographic and petrochemical composition is similar and typical of dacites, rhyodacites and trachyrhyodacites. The rocks form a normal to subalkaline potassium-sodium or high-K calc-alkaline dacite-rhyodacite series and occurrence of ignimbrites. According to petrologic and geological data they are products of collision-related magmas related to tectono-magmatic activation of the metamorphic basement.

INTRODUCTION

The Paleogene sedimentary, volcano-sedimentary and volcanic rocks in the area of Western (WR) and Central Rhodopes (CR) are related to graben depressions superimposed upon Precambrian metamorphic basement of the Rhodope region (RR) and in parts upon Late Cretaceous–Paleocene granodiorite-granite plutons. The main Paleogene graben depressions or sedimentary and volcanic basins discussed in the present paper are: Mesta basin (MeB); Dospat basin (DoB) or Bratsigovo-Dospat depression from WR; Smolyan (SmB) and Upper Arda UaB basin from CR, situated to the north of boundary Bulgaria–Greece. The volcanic rocks in Hvoina basin (HvB) are not discussed as an independent unit since they are similar to those in Smolyan basin and form part of the latter. The volcanic rocks in the area of Luky comprise latites, quartz-trachytes and trachy-rhyolites (Stoinov, Stoinova, 1969). They are analogous in composition to the volcanics of Borovitsa volcanic region in the Eastern Rhodopes (IR) and are also not discussed and interpreted in this paper.

The present work is a continuation of earlier studies of the author. The aim is, based on new geological and analytical data, to summarize the available information on the volcanic rocks from individual basins, to reveal their common and specific features, their regional geodynamic setting and to contribute to the understanding of the volcanism as a whole.

STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

Structural framework

The development of Paleogene grabens and associated volcanic activity was related to Late Cretaceous–Paleogene tectono-magmatic activation of RR or to collisional events, respectively. The RR experienced Late Cretaceous amphibolite facies metamorphism and related magmatic activity (Arnaudov, Lilov, 1998; etc.). Main rock types are amphibolites, diverse gneisses and migmatites. Their mineralogical and petrographic composition is very close to that of the granitoids from the metamorphic-magmatic domes. The age of the coarse porphyric granites in WR, interpreted as synmetamorphic (Kamenov et al., 1999), is 70 Ma. The plutons in Northern Pirin are dated as Late Cretaceous (Zagorchev et al., 1987), the Barutin-Buinovo pluton (Elatia in Greece) – Late Cretaceous–Paleocene (Soldatos, Christophides, 1986; Christophides, 1996). The interval Middle Eocene–Early

Miocene marks a new stage in the development of RR. In WR, medium-grained hornblende-biotite granites (or granites of second type) were intruded 40 Ma ago (Kamenov et al., 1999) and in the area of Pirin – granites dated 37–32 Ma (Zagorchev et al., 1987). The growth of the domes was related to block-dome uplift and fracturing of the upper parts of the crust. Faulting was controlled by older faults and internal boundaries. During the Middle Eocene and later, graben depressions developed around the growing domes (Vatsev et al., this volume). The intramontane-type Late Eocene grabens accumulated coarse-terrigenous and terrigenous molasse. Around the boundary Eocene–Oligocene, extension and deep fracturing affected the crust and initiated calc-alkaline volcanic activity in the whole RR. The successions of sedimentary and volcanic rocks indicate a transition from early to mature and "hot" grabens.

The age of the sedimentary and related volcanic rocks from the depressions in WR (Vatsev, 1978a,b; 1991; Vatsev, Nedyalkova, 1984) and those from CR (Vatsev, 1981, 1982, 1985, 1988, 1989; Vatsev, Hristov, 1982; Vatsev, Cholakov, 1978), is Late Eocene–Oligocene as indicated by fossil flora. The same radiometric age is reported for some volcanic rocks (Palshin et al., 1974; Pecskey et al., 1991). The volcanic rocks in IR form a bimodal association of basic and intermediate subalkaline rocks and calc-alkaline rhyolites (Yanev et al., 1998, etc.) of Late Eocene–Early Oligocene age. In general, the volcanic activity in RR commenced toward the end of the Late Eocene, culminated around the boundary Eocene–Oligocene and terminated probably in the end of the Early Oligocene.

PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS

The volcanic and volcano-sedimentary rocks from the individual depressions in WR and CR and their parts are of different stratigraphic position and origin but show a relatively similar mineralogical, petrographic and petrochemical composition (Bahneva, Stefanov, 1973; Vatsev, Nedyalkova, 1984; Vatsev, Katskov, 1988; Vatsev, 1989; Vatsev, 2002; etc.). The phenocrysts are idiomorphic, fractured and consist of plagioclase, K-Na feldspar, quartz, biotite, amphibole and augite. Their quantity varies from 10–20 to 40–65%. The plagioclase crystals (3–6 mm in size) are zonal, varying from the central parts toward the periphery from andesine (An 50–42) to oligoclase (An 30–22). Normal and inverse zoning is observed. There are also crystals of more basic composition, probably relictic nuclei. The K-Na feldspar (0,3 – 5 cm) is

sanidine and in the ignimbrites – orthoclase ($2V = 60-64$) (Vatsev, Katskov, 1988). Quartz crystals (0,2–6 mm) are irregular in shape with embayments of volcanic glass. There are also polymineral, xenogenic quartz grains and such containing gas and dust inclusions. Biotite is the basic and constantly present (3-6%) feric mineral. Varieties of relatively iron-rich biotite are typical. There are also crystals with thin and darker brown-green peripheral zones. Amphibole is a relatively rare (below 1%) mineral in the discussed K-Na rocks. It is represented usually by green hornblende, occurring mainly in dacites at the base of the volcanic successions. Small semi-automorphic grains of augite or diopside-augite are also present. They are replaced by amphibole. Accessory minerals are zircon, apatite, orthite, magnetite, titanomagnetite, titanite, etc. The rocks contain also cristobalite, tridimite, K-Na feldspar, ore minerals, etc.

The groundmass of the volcanic rocks consists entirely of volcanic glass, re-crystallized to different extent, but the minerals are analogous to the phenocrysts. The groundmass is uniform or two-phase. The latter variety is characterized by banding, indistinct brecciation of two immiscible components showing black and black-reddish color. There are also secondary devitrification structures – hyalopilitic, felsitic, spherulitic, etc.

Ignimbrites, ranging in thickness from the first tens of meters to 500-600 m occur in DoB, SmB and UaB (Vatsev, Katskov, 1988; Vatsev, 1989; 2002; Bahneva, Stefanov, 1973).

The mineral associations in the volcanic rocks are of polygenic origin. There is a strong positive correlation between the composition of the volcanics and their relictic inclusions of metamorphic and magmatic rocks from the basement.

The phenocrystal associations are typical of normal calc-alkaline biotite to amphibole-biotite dacites and rhyodacites.

PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS

The Late Eocene – Early Eocene volcanic rocks in WR and CR are acidic rocks that do not differ essentially in the content of SiO_2 (64-74 wt%) and the other major petrogenic oxides. The subdivision of the main types of volcanic rocks is based on: 1) the classification and nomenclature of magmatic rocks (CN) - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ (Bogatikov et al., 1981); 2) the classification of volcanic rocks (TAS diagram, Le Bas et al., 1992) complemented by Yanev, Andreev (2000); 3) the classification according to $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ content of Peccerillo, Taylor (1976) complemented by Ewart (1982). The normative mineral composition is calculated by the C.I.P.W. method using: 1) AQP diagram with field lines by Le-Bas Strecheisen (1991); 2) AbAnQ diagrams with field lines by Irvine and Barragar (1970). The rock complexes are characterized also by AFM and $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ diagrams and the variation diagrams $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}$ of Larsen - Fig. 1-4.

The TAS plots of volcanic rocks from the depressions in WR and CR concentrate around the point that divides the fields of dacites, trachydacites and rhyolites (Fig. 1) and are defined as a trachydacite-rhyolite or trachyrhyodacite series. On the $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ diagram, according to the dividing lines of the cited authors but without a rhyodacite field, the volcanics from WR and CR may be characterized individually and as a whole as a high-K dacite-rhyolite series. The CNI - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ diagram shows that the Paleogene volcanic rocks in WR and CR are of uniform dacite-rhyodacite composition. Rhyolites occur in SmB only, i. e. rocks with SiO_2 content over 73 wt% (in this case 73 to 74 wt %). The rocks from DoB, SmB and UaB are entirely of rhyodacite composition while in MeB there are dacites and rhyodacites but without any differences in the stratigraphic position and spatial distribution. According to the sum of alkaline oxides, the volcanics are normal calc-alkaline and subalkaline dacites and rhyodacites or trachydacites and trachyrhyodacites.

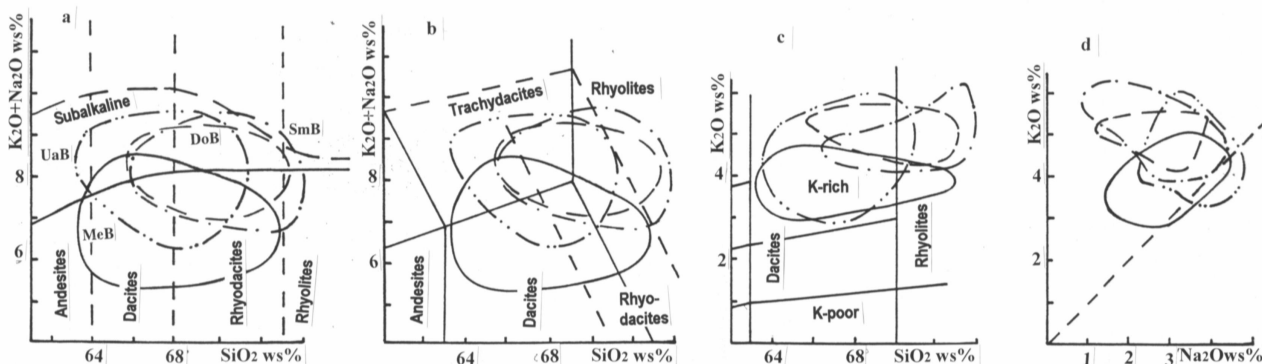


Figure 1. Petrologic diagrams of the Paleogene volcanic rocks from Western and Central Rhodopes: a) Diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ wt %; b) Diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ wt% (TAS); c) Diagram $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ wt%; d) Diagram $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ wt%; data of diagrams see in paper.

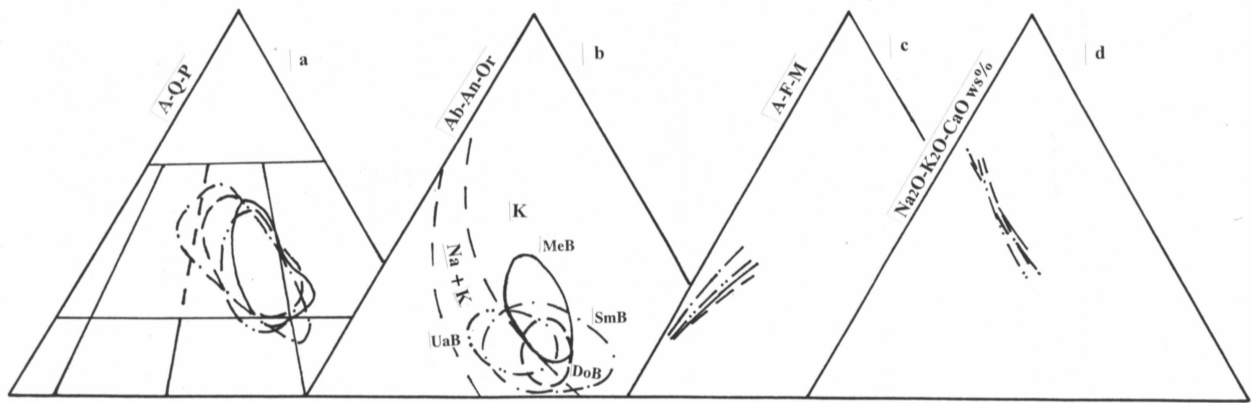


Figure 2. Mineralogical and petrologic diagrams of the Paleogene volcanic rocks from Western and Central Rhodopes: a) Diagram AQP, A – alkaly feldspar, Q – quartz, P – plagioclase; b) Diagram Ab-An-Or normative minerals; c) Diagram AFM, A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = $\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$, M = MgO ; d) Diagram $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ wt%; data of diagrams see in paper.

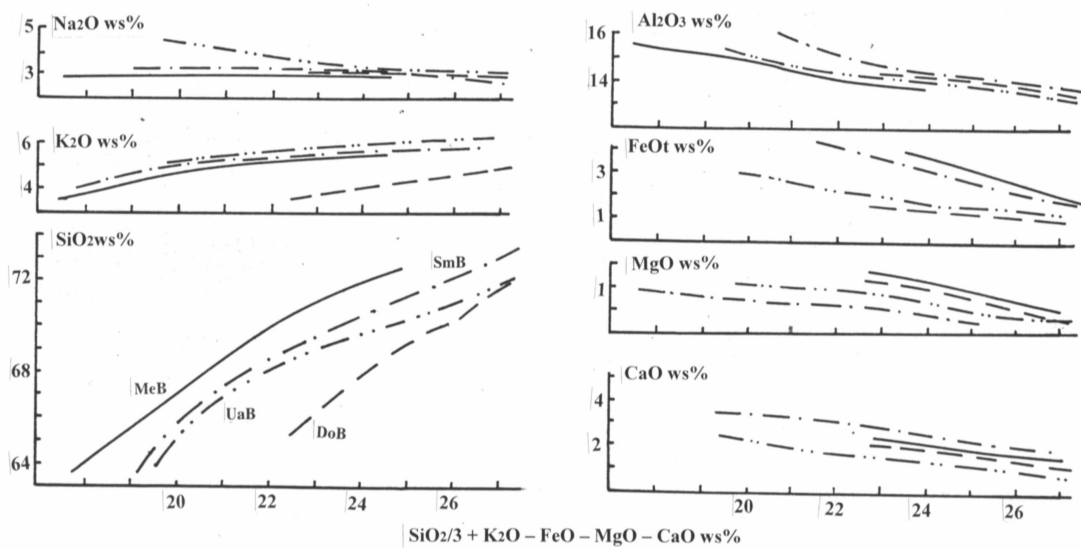


Figure 3. Variation diagrams of the parameter of Larsen of the Paleogene volcanic rocks from Western and Central Rhodopes.

According to the AQP diagram, the volcanic rocks in WR and CR may be defined as rhyolites and those from MeB – as dacite-rhyolites. There is no rhyodacite field in the diagram but the concentration of plots in the lower right part of the diagram shows that these are rocks of rhyodacite composition of relatively higher alkalinity. Single samples plot in the field of quartzlatites. According to the relationships between normative Ab-An-Or the rocks from MeB and DoB are K rhyodacites and those from UaB and SmB are K and K-Na rhyodacites.

Summarizing the above data on the volcanic rocks from the basins in WR and CR it is evident that they belong to a uniform in composition normal calc-alkaline to subalkaline dacite-rhyodacite series (CNI diagram) or trachydacite-rhyodacite (TAS diagram) series. Relatively more basic rocks (dacites) occur in MeB and UaB and more acidic (rhyolites with relatively lower SiO_2 content) – in SmB. In respect of the alkalinity it must be pointed out that the sum $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ varies between 4,5 and 9,6 wt%, i. e. the rocks are calc-alkaline and

subalkaline varieties. In general, K_2O dominates over Na_2O (Fig. 2). The relation between these oxides is inverse in hyalodacites poor in phenocrysts but they are represented by single or insignificant number of samples and the rocks are of limited occurrence. The ratio $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ is not lower than 0,4 and as a whole the discussed rocks belong to the K-Na series (Bogatikov et al., 1981, p. 19). The alkaline K trend of the initial melts is not expressed but there is a higher-K content only.

In general, characteristic features of the volcanics are: low TiO_2 content (0,2-1,3 wt%), TiO_2 and FeO decreasing with increasing SiO_2 as a result of magnetite separation and depletion of the melts, FeO remaining low; a depletion of rocks and melts with respect to Al_2O_3 with decreasing SiO_2 is not well expressed – the rocks show moderately low and moderately high Al_2O_3 content, normative corundum is very rare; CaO increases with decreasing SiO_2 ; the rocks are poor in CaO and MgO , the content of normative wolastonite and enstatite varying in the range of the first several per cents; the content of P_2O_5 is low (0,05-0,4 wt%).

The Paleogene volcanics in WR and CR show similar mineral and petrochemical composition and form a typical Late Eocene-Early Oligocene K-Na calc-alkaline to subalkaline dacite-rhyodacite series. The composition and the similarity of the volcanic rocks from WR and CR show that a distinct differentiation is not expressed. The low amounts of rhyolites may be explained by a relatively rapid uplift of the melts. The depth of the magma chambers was probably about 15 km (Bahneva et al., 1978) and that of the intermediate chambers – 2-7 km (Katskov, 1987).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Three stages can be distinguished in the Late Cretaceous-Pliocene evolution of RR: 1) early collisional, Late Cretaceous-Paleocene - formation of granite plutons and domes; 2) mid-collisional, Eocene-early Early Miocene – formation of grabens and volcanism; 3) late collisional Early Miocene – Pleistocene – graben formation without volcanism.

The Late Cretaceous collision resulted in reactivation of RR, amphibolite facies metamorphism, migmatization, growth of metamorphic-magmatic domes and intrusion of granite plutons as suggested by the discussed data. These processes were accompanied by development of zonal magmatic fields superimposed on a basement of diverse structure, thickness and tectonic activation. This is the field of normal granodiorite-granites in RR and of subalkaline gabbro-granodiorites, monzonites and syenites in the Srednogie. These geological phenomena, the later Paleogene granites and volcanics, and the Early Miocene granites indicate high thermal gradients in the crust – now in an over 50 km thick.

During the second, Eocene-Early Miocene stage, like the previous one, there was initial accumulation of heat energy and compositional changes in the mantle and the lower crust that were less intensive in the upper crust. At that time, at the boundary with the upper crust, the heat and substance flow were directed also in the opposite direction. These processes initiated block-dome uplift, extension of the growing mountain structure and fracturing of the crust. In the upper crust there was inflow of heat energy – granite plutons, block-dome uplifts and rift depressions (grabens) formed. The latter were of intramontane type and accumulated Late Eocene – Early Oligocene dacite-rhyodacite volcanics and sediments. The depressions developed in the conditions of alternating compression and uplift, extension and subsidence (Vatsev et al., this volume). The extension was in general weak and related to block-dome uplift but typical rift valleys with rift volcanism were not initiated. The successive formation of uniform in composition Late Cretaceous-Paleocene, Paleogene and Early Miocene granite plutons and Late Eocene – Early Oligocene dacite-rhyodacite volcanic rocks suggests a repeated ascent of uniform in composition melts from the metamorphic, relatively uniform and partially melted in depth basement. The character of the lower crust and upper mantle in RR is not well known (Velev, 1996; Shanov, 1998). Taking into account the amphibolite-gneiss-granite composition of the basement composed of Proterozoic and probably unexposed Archean complexes and related granite plutons and migmatites in depth, we can assume a tonalite-amphibolite composition of the lower parts of the crust.

The Mid- and Late Alpine tectonic, metamorphic and magmatic phenomena and processes in RR were related to the collision between the Afro-Arabian and Eurasian plates as discussed in a number of publications. RR has been interpreted as part of the Eurasian plate (Dabovski et al., 1991, etc.) or at present – as part of the African plate (Yanev, 1999; etc.). In particular, in the area of the Balkan Peninsula (Boccaletti et al., 1974; etc.), the Vardar branch of Tethys subducted below the Eurasian plate and closed in the end of the Cretaceous. The Srednogie zone has been interpreted as an island arc and the related volcanics – as ensimatic. During the Eocene, the last branch of Tethys – Pindos closed (Ricou, 1994). On these grounds the Eocene-Oligocene volcanic rocks in RR are assumed to be of ensialic origin (Dabovski et al., 1991).

We assume that the volcanism in RR was a result not only of deep regional processes below the volcanic regions, related to a strongly heated “anomalous” mantle and lower crust and its uplift, but also to global collisional processes that controlled the pattern of continental deformations in the neighboring blocks (terranes) including also the stress fields of extensional and wrench faulting. The thickening of the crust, the metamorphic processes and the fracturing of rock masses created favorable conditions for the origin of granite melts. The Early Miocene-Pleistocene stage is characterized by development of a new system of graben sedimentary basins without volcanic activity and cyclic structure of their fill (Vatsev, 1998 and others). From the end of the Cretaceous to the end of the Quaternary, typical continental structures developed in RR – dome-block uplifts, graben depressions and consolidation of the crust.

The development of graben depressions and sediment deposition in them in WR and CR covered the interval Middle Eocene (Vatsev et al., this volume) while in IR this occurred toward the end of the Paleocene (Atanasov et al., 1990; etc.). Cycles of lower order and transgressive-regressive depositional successions have been established in the development of the grabens (Vatsev et al., this volume and others). In general, the volcanic activity in the depressions in RR took place during the Late Eocene – Early Oligocene time span. A temporal shift of the Paleogene volcanic activity from NNW to SSE is reported in IR (Yanev et al., 1995; etc.). The available radiometric data on the age of the granite plutons in Pirin Mts. and south of it, in Greece and those from WR and CR in Bulgaria and Greece, mark a migration of the magmatic activity from NNE to SSW, i. e. toward the collisional front and opposite to that in island arcs. The discussed regions are located at a distance of 250-400 km away from the Vardar zone. Late Cretaceous in RR and Priabonian (35 Ma) in IR metamorphism with typical crustal strontium ratio has been dated (Peitcheva et al., 1995). These facts indicate a stage character of subduction and collision. The subduction processes most probably did not affect directly the Late Cretaceous, Paleogene and Early Miocene granite plutons and Eocene-Oligocene volcanics in RR but created stress conditions that were favorable for metamorphism, origin of magmas and their ascent to the surface. The development of diverse in age granite plutons and Eocene-Oligocene volcanics is an evidence for repeated generation of magma of the same composition and ascent of melts within the same zone into the consolidated block and on the surface. In our opinion, the origin of granite plutons and volcanics was related to melting

within the deep isostatic “root” and growth of magma chambers in the upper crust of RR. Yanev et al. (1998) suggested that, toward the end of the Eocene, the subducting and eclogitized plate broke off, penetrated into the mantle and disturbed its thermal gradient. The occurrence of Late Oligocene basalt dikes in IR and their petrologic and geochemical characteristics indicate deep fracturing of the crust (Marchev et al., 1998). This leads to the assumption that the transfer of heat energy from the activated upper mantle was accomplished probably through basalt melts. This induced an irregular increase of the thermal gradient in the crust.

One of the important features of the origin and development of graben depressions and their volcanic successions is the close mutual relation and even mutual control of the tectono-magmatic processes. This is marked on one hand by the concentration of volcanic rocks and activity within the grabens and, on the other, by the development of volcano-tectonic depressions (caldrons) in them. The latter are filled with volcanic and volcano-sedimentary rocks comprising wedge-like and inpersistent packets of terrigenous rocks.

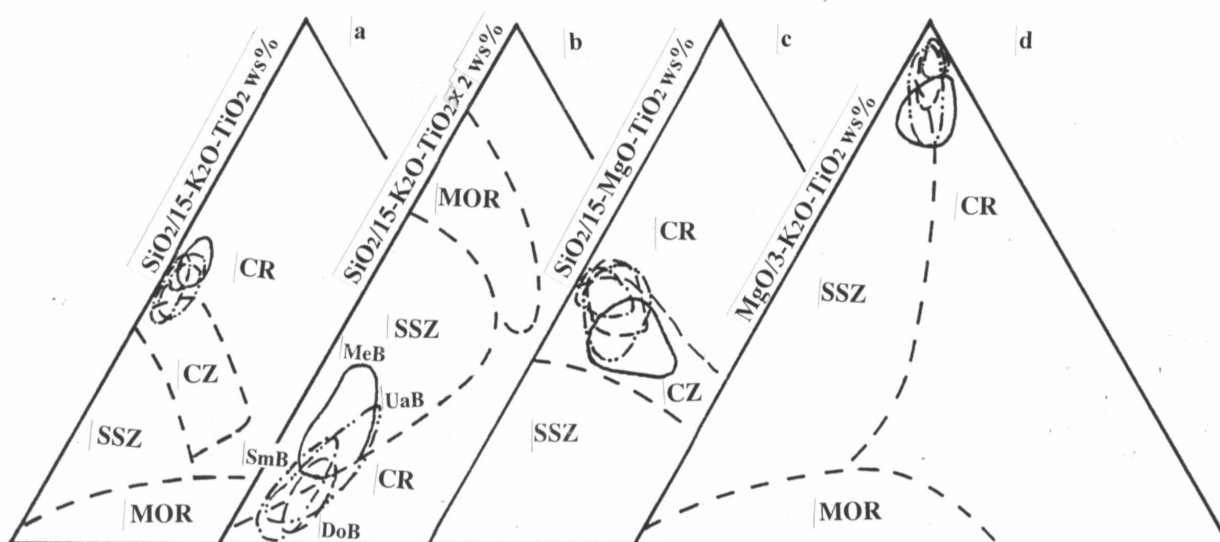


Figure 4 The Paleogene volcanic rocks from Western and Central Rhodopes on the diagrams of correlations of Si, Mg, Ti and K; environments: MOR – middle oceanic ridge, CR – continental rift, SSZ – subduction zone, CZ - continental collision; data of diagrams see in paper.

The variation diagrams based on Larsen’s parameter (Fig. 4) mark an increase of SiO_2 and K_2O – a potassic trend, weak variations of Na_2O and decrease in the content of the other main petrogenic oxides. The curved trend of the variation lines on the diagrams suggests that the portions of enclosed material in the melts did change. The volcanic successions in all depressions show a homodromous trend. It is marked by the development of relatively more basic, glass containing and poor in phenocrysts rocks in the lower parts of the successions. The upper parts contain larger amounts of phenocrysts (40-65%) and are relatively more acid in composition with higher alkalinity – subalkaline rocks. The crosscutting veins and necks, containing higher amounts of sanidine phenocrysts and relatively higher K_2O , mark an antidromous trend most probably related to melts from the lower parts of the magma chambers. However, these crosscutting bodies are rare. A calc-alkaline trend of poor in MgO volcanics is indicated on the AFM diagrams. The Na_2O - K_2O - CaO diagrams show an indistinct potassic trend and relatively higher content of K_2O . In general, the discussed volcanic rocks are characterized by a $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio that does not depend on the SiO_2 content. According to this parameter, they may be referred to the second series of magmatic rocks typical of tectonically activated stable crustal blocks (Marakushev, Yakovleva, 1975). The above geological data suggest that this is a collisional activation.

The petrochemical data on the volcanic rocks from WR and CR on the diagrams (Fig. 4) a) $\text{SiO}_2/15\text{-K}_2\text{O-TiO}_2$, b) $\text{SiO}_2/15\text{-}$

$\text{K}_2\text{O-MgO}$, c) $\text{SiO}_2/15\text{-MgO-TiO}_2 \times 2$ and d) $\text{MgO/3-K}_2\text{O-TiO}_2$ show a uniform grouping of the plots with respect to the dividing lines of Demina, Simeonov (1999). As a whole, the discussed volcanic rocks or melts may be defined as collisional. The concentration of plots close to the line of continental rifts (Fig. 4, a, c) may be explained by their origin in rifted “hot” graben depressions and block displacements in an over 50 km thick crust. The clustering of plots near the line that divides subduction zones and continental rifts (Fig. 4, b, d) may be related to synchronous occurrence of these events and processes in RR during the Late Eocene-Oligocene and an available in magma of components of the mantle, down crust and ancient subduction zone. The distribution of the plots depends also on the lower MgO and TiO_2 content in the rocks of. The disposition of the points of diagrams is analogical in big part with these of the volcanics of Africa rifts; the last are presented in paper of Demina and Simov (1999, Fig. 2). These data and the evidence from the geological development of the Rhodope and neighbouring regions suggest a complex tectono-metamorphic-magmatic character of the activation of RR during the collision.

The geological, petrographic and petrochemical data on the Late Eocene-Oligocene volcanic rocks in WR and CR, discussed in the present and previous papers of the author (Vatsev, Nedyalkova, 1984; Vatsev, Katskov, 1988; Vatsev, 1989b; Vatsev, 2002; etc.), allows to infer that most probably these rocks are products of eutectic melting of continental type crust, but in this process it is possible a participate of the down

crust and mantle fluids or magmas. The successive formation of considerable in volume and uniform in composition acid melts in RR was related to complex and changing in time geodynamic settings and processes, related to the collision and activation of crustal blocks of different thickness and geological history.

REFERANCES

- Arnaudov, V., B. Amov. 1998. *Geochem., Mineral., and Petrology*, 34: 83-90 (in Bulgarian with English abstract).
- Bahneva, D., p. Nozarov, N. Stefanov. N. Kastev. 1978. *Ann. Univ. Mini. and Geol.*, part 2, Geol., 17: 56-62 (in Bulgarian with English abstract).
- Bahneva, D., N. Stefanov. 1973. *Ann. Univ. Mini. and Geol.*, 17, part 2, Geol.: 125-136 (in Bulgarian with English abstract).
- Boccaletti, M., P. Manetyi and A. Peccerillo. 1974. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85: 1077- 1084.
- Bogatikov, O.A., V. I Gonshacova, S. V. Efremov et al. 1985. *Classification and nomenclature of igneous rocks*. Nedra, Moscow: 1-160 (in Russian).
- Christofides, G. 1996. *Terranes of Serbia*. Belgrade: 155-160.
- Dabovski, Ch., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavroudchiev, G. Stanisheva, Y. Yanev. 1991. *Geol. Bal.*, 21, 4: 3-15.
- Demina, L. I., D. A. Simonov. 1999. *Dokladi Akad. Nauk., Geol.*, 366, 6: 793-796 (in Russian).
- Eeftheriadis, G. 1995. *Eur. J. Minerals.*, 7: 1169-1182.
- Eleftheriadis, G. und H. J. Lippolt. 1984. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 3: 179-191.
- Ewart, A. 1982. In: Thorpe, R. S. ed. *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Wiley, Chichester: 25-95.
- Goranov, A., G. Atanasov. 1992. *Geol. Balc.*, 23, 3: 71-82.
- Innocenti, F., N. Kolios, P. Manetti, R. Mazzuoli, A. Peccerillo, E. Rita and L. Villari. 1984. *Bull. Volcanol.*, 47: 25-37.
- Irvine, T. N., and V. R. Baragar. 1971. *Can. J. Earth. Sci.*, 8: 523-548.
- Kamenov, B., I. Peytcheva, L. Klain, K. Arsova, Y. Kostitsin, E. Salnicova. 1999. *Geochem., miner., petrology*, 36: 3-26.
- Le Bas, M. J., R.W. Maiter and A. R. Woolley. 1992. *Mineral. Petrology*, 46: 1- 22.
- Le Bas, M. J. and A. L. Strekeisen. 1991. *J. Geol. Society*, 148: 825-833.
- Marakushev, A. A., E. V. Yakovleva. 1975. *Vestn. Moscow Univ. Ser. 1. Geol.*: 3-24 (in Russian).
- Marchev, P., O. Vaselli, H. Downes et al. 1998. *Acta Vulcanol.*, 10, 2: 233-242.
- Palshin, I. G., S. D. Simov, M. M. Arakelynts, I. V. Chernishev. 1974. *Izv. AS USSR, Ser. Geol.* 4 : 13-22 (In Russian).
- Peccerillo, N. A., S. R. Taylor. 1976. *Contrib Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Pecskay, Z., A. Harkovska. 1991. *Acta Geol. Hungar.*, 34, 1-2: 101-110.
- Peytcheva, I., S. Sarov, M. Ovtchapova, J. Kosticin. 1996. *Novelty of geology of Bulgaria, Abstractes: 33-34* (in Bulgarian).
- Ricou, L. E. 1994. *Geodinam. Acta*, Paris: 169-213.
- Shanov, S. 1998. *Acta Voic.*, 10, 2; 347-352.
- Soldatos, T., G. Christofides, 1986. *Geol. Balc.*, 16, 1: 15-23.
- Soldatos, T., G. Christofides, 1986. *Geologica Balc.*, 16, 1: 15-23.
- Stoinova, M., S. Stoinov. 1969. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 15, part 2, Geol.: 53-64 (in Bulgarian, zusammenfassung).
- Vatsev, M. 1978. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 23, part 2, Geol.: 51-75 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1978. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 23, part 2, Geol.: 221-246 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1981. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 27, part 2, Geol.: 65-76 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1982. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 28, part 1, Geol.: 77-103 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1985. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 31, part 2, Geol.: 113-131 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1988. *Ann. Univ. Mini. and Geol.*, 34, part 1, Geol.: 27-40 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1989a. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 35, part 1, Geol.: 19-31 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1989b. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 35, part 1, Geol.: 43-57 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 1991. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 37, part 1, Geol.: 9-22 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. 2002. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 45, part 1, Geol.: 21-27 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M., I. Hristov. 1982. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 38, part 1, Geol.: 105-119 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M. D., N. Katskov. 1988. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, 35, part 1 Geol.: 73-85 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M., S. Nedyalkova, 1984. *Ann. Univ. Min. and Geol.*, part 2 Geol.: 115-135 (in Bulgarian with English abstract).
- Vatsev, M., N. Tcholakov. 1978. *Plovdiv Univ., Research works*, 16, 4 Geol.: 417-431 (In Bulgarian with English abstract).
- Velev, A. 1996. *Bul. Geoph. Journal*, 22, 2: 91-107 (In Bulgarian with English abstract).
- Yanev, S. 1999. *Jern. BAS*, 3-4: 1-9 (In Bulgarian with English abstract).
- Yanev, Y., F. Innocenti, P. Manetti, G. Serri. 1998. *Acta Vulcanol.*, 10, 2: 279-291.
- Yanev, Y., A. Andreev. 2000. *Com. Red. BAS*, 53, 2, Geol.: 59-62.
- Zagorcev, I., S. Moor bath, P. Lilov. 1987. *Geol. Bal.*, 17, 2: 59-71 (in Russian with English abstract).