

Малкотърновският плутон, Югоизточна България: I. Нови данни за петрографския строеж и скалообразуващите минерали

Борислав К. Каменов, Росен Недялков, Митко Попов, Евгения Тарасова, Божидар Маврудчиев

Borislav K. Kamenov, Rosen Nedialkov, Mitko Popov, Eugenia Tarassova, Bojidar Mavroudchiev. The Malko Turnovo pluton in Southeastern Bulgaria: I. New data on its petrographical composition and rock-forming minerals

Abstract. New petrographical data, including rock-forming mineralogy are presented for the Late Cretaceous Malko Turnovo pluton, outcropped in the Strandja Mountain. Four intrusive phases are distinguished: I. Basic rocks (pyroxenite, gabbro-pyroxenite, gabbro, monzogabbro); II. Monzonitoids (monzodiorite, quartz-monzodiorite, monzonite, quartz-monzonite); III. Quartz-syenites; IV. Porphyry rocks (quartz-diorite porphyrite, granodiorite porphyrite, quartz-monzonite porphyrite, quartz-syenite porphyry). A typical for monzonitoid transitional alkaline series trend is revealed from the new modal analyses.

The essential features of the main rock-forming minerals are described in an attempt to deduce the typomorphic peculiarities of the ore-magmatic system.

Plagioclase feldspars span much of the crystallization history of the pluton. Three magmatic plagioclase generations have been recognized. The calcic cores Pl^I range in composition An₅₆-An₅₁. Pl^I consists of repeated fine-scale oscillations and extent mostly An₄₀-An₃₁. Pl^{III} follows the Pl^I and builds up the rims of the crystal grains – An₂₅-An₁₅. Normal and reverse zonings are established. Imperfect fractionation and partial resorption had preserved different combinations of these maxima in the distribution of the anorthite composition in the rock varieties.

Alkali feldspars are assigned to the species high orthoclase and low sanidin with intermediate ordering degree ($t_1=0.71-0.78$), according to their optical, X-ray and chemical assessments. Normally they lack exsolution lamellae and are cryptoperthitic. BaO contents are low. The structural state of alkali feldspars substantiates a relatively quick crystallization rate in a moderate in size and not so deep magma chamber.

Olivine is high-temperature and rich in magnesium variety – Fo₆₈₋₇₆.

Clinopyroxenes are referred to the calcic group and are assigned to the magnesian diopside and magnesian augite – Mg# =70-82.

Amphiboles in the rocks are calcic and most are magnesio-hornblendes. Some of them are tschermakites and very rarely magnesio-pargasites and pargasites occur. The range of the parameter Mg# is rather large – 56-79.

Reversed Fe/Mg zoning occurs in some of the hornblendes. As with pyroxenes and plagioclases reversals can result from magma mixing or increase in fO_2 perhaps due to an influx of volatiles. Polybaric crystallization is reprinted on the Al-contents of the amphiboles.

Biotites are phlogopites and magnesian biotites and their composition depends on the rock-type. The parameter $Mg\# = 50-75$, average 63. The ratio $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.32-0.46$.

Zircons show mixed morphological features and a large dispersion in their crystal types. The prevailing temperature of zircon crystallization is 600-750°C. Most of the zircons from the intrusive phases I, II and III are typical for the transitional in alkalinity magmas, but the ones from the porphyry rocks of IV phase show origin from calc-alkaline granitic magmas.

Magnetite is a low-Ti, low-Cr, low-Mn, low-V and low-Al variety.

Ilmenite is a high-Mn variety. The highest quantity of the pyrophanitic component is in the quartz-syenites – 14-47 mol %.

Key words: Malko Turnovo pluton, nomenclature of the rocks, rock-forming minerals

Addresses: B.K. Kamenov, R. Nedialkov, B. Mavroudchiev – Faculty of Geology and Geography, Sofia University “St. Kliment Ohridski”, 1000 Sofia, Bulgaria; E-mail: kamenov@gea.uni-sofia.bg; M. Popov – Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria; E. Tarassova – Central Laboratory of Mineralogy and Crystallography “Acad. Ivan Kostov”, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria

Увод

Малкотърновският плутон, разкриващ се в Странджа планина е бил обект на геоложки интерес главно във връзка с генетически свързаните с него минерализации и орудявания. Досега са публикувани много данни за структурата на Малкотърновското рудно поле, за процесите на скарнообразуване и рудообразуване, за минералния състав на рудите, за метасоматитите и грайзените около скалите на плутона, но върху петрологията му все още няма съвременни изследвания. Строежът на плутона е интерпретиран по резултатите от геоложките картировки провеждани преди около 50 години (Кулаксьзов¹ и др., 1957), но петрографската номенклатура е прекалено усложнена, а представите за последователността на различните плутонични импулси са противоречиви.

Целта на настоящата публикация е да се изложат новите ни изследвания върху петрографския състав на плутона и се представят първите химични и други данни за скалообразуващите му минерали. Ревизията върху петрографската номенклатура е част от една комплексна разработка за изясняване на златогенериращите възможности на избрани еталонни плутони от Източнобългарския литосферен блок, извършени през 1995 и 1996 г. (Маврудчиев² и др., 1996). Новите данни за петрографския строеж и за скалообразуващите минерали са основа за следващо петроложко моделиране на рудно-магматичната система, а новите ни идеи за веществената еволюция на магматичния комплекс ще бъдат предмет на друга публикация.

¹ Кулаксьзов и др., 1958. Доклад върху геоложките проучвания на част от Централна Странджа планина в околностите на гр. Малко Търново и селата Бръшлян, Стоилово, Моряне, Звездец, Заберново, Граматиково, Българи и Сливарово, извършени през 1957 г. – Геофонд, КГ, IV-92.

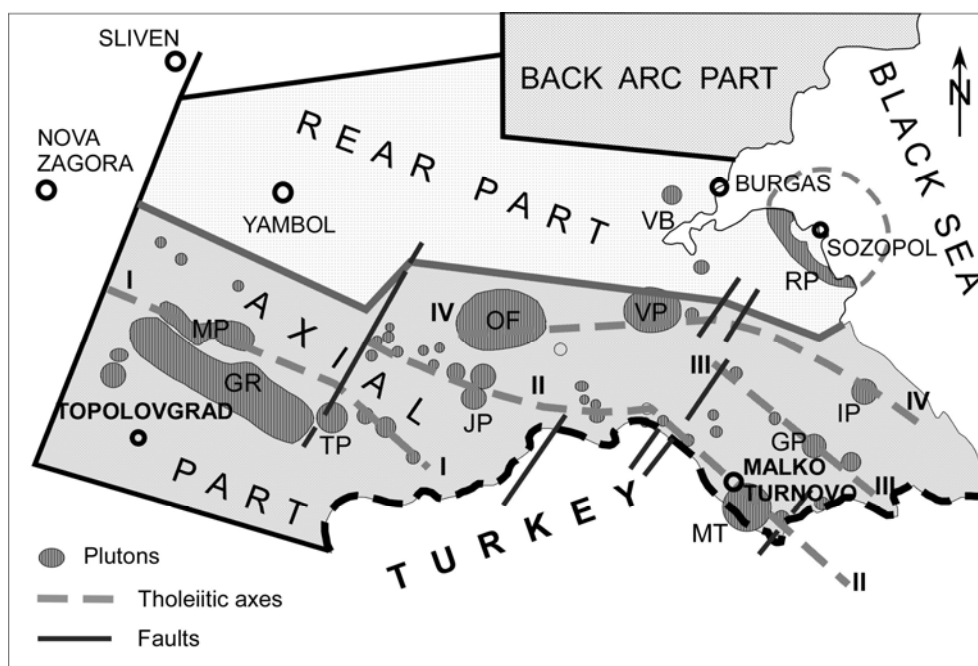
² Маврудчиев, Б. И др., 1996. Окончателен отчет за резултатите от изпълнението на задачите по Договор № 861996 „Темпорална и латерална еволюция на злато-генериращата роля на Малкотърновския плутон от Източното Средногорие с оглед на металогенни оценки”.

Изученост

Геодинамичната история на Малкотърновския рудно-магматичен комплекс е част от историята на палеоостровно-дъговата къснокредна система (Dabovski et al., 1991), а магматизмът на комплексите им е главен металоγενен фактор в тази източна част на Средногорието (Василев, 1986). Плутоничните и вулкански тела в областта (фиг. 1) заемат значителен дял от разкритията (Kamenov et al., 2000b), а магмените криптитела (Велчев и др., 1976) са наситили

голяма част от обема на литоферата в региона.

Малкотърновският плутон се разкрива на територията на България и Турция и е вмесен в нискометаморфните триаски и юрски скали на Малкотърновската антиклинала (Чаталов, 1990). Най-ранните представи за скалите са в трудовете на Бончев (1923) и Янишевски (1946). Вътрешният строеж на плутоничното тяло е интерпретиран по различен начин. Василев и др. (1964) отделят 6 интрузивни фази: (1) габропироксенитова; (2) сиенодиоритова;



Фиг. 1. Скица за разпространението на плутоничните комплекси в източния сектор на къснокредната Средногорска островно-магматична система (Kamenov et al., 2000)

Fig. 1. Sketch of the plutonic complexes in the eastern sector of the Late Cretaceous island-arc system (Kamenov et al., 2000)

Плутони (Plutons): VB – Върлибрежки (Vurli Bryag); RP – Росенски (Rossen); IP – Изгревски (Izgreve); GP – Граматиковски (Gramatikovo); VP – Вършилски (Vurshilo); OF – Омано-Факийски (Oman-Fakiya); JP – Желязковски (Zhelyazkovo); TP – Черноземски (Tchernozem); MP – Манастирски (Manastir); GR – Гранитовски (Granitovo); MT – Малкотърновски (Malko Turnovo)

(3) диоритова; (4) гранитова; (5) гранит-порфирна и (6) левкогранит-порфирна. Попов и Чанев (1980) считат, че плутонът е изграден от 3 фази: (1) габро и габропироксенити; (2) сиенодиорити и (3) диорити и кварцидиорити. Според Дабовски (1988) плутонът е пример за пръстеновидно телескопирано тяло, а Попов и Чанев (1980) го разглеждат като дискордантен наставен щок. По различни поводи плутонът е обсъждан, главно във връзка с високотемпературните контактни промени във вместващите скали и с рудните минерализации (Иванова-Панайотова, 1971, 1972; Иванова-Панайотова, Стайков, 1969; Стойнов и др., 1971; Стайков, 1971, 1972, 1974, 1981; Василев, 1979; Стойнов, Стойнова, 1972; Атанасов, Бонев, 1979, 1983; Йорданов, 1987, 1988; Чаталов, 1990). Петрофизичната характеристика на плутоничните скали и тези от неговата рамка са публикувани от Владимирев и Илиев (2001), а акцесорните Fe-Ti оксиди от скалите на плутона са описани от Тарасова и Тарасов (1998). Охарактеризирано е и шлиховото злато от рудното поле (Тарасова и др., 1997).

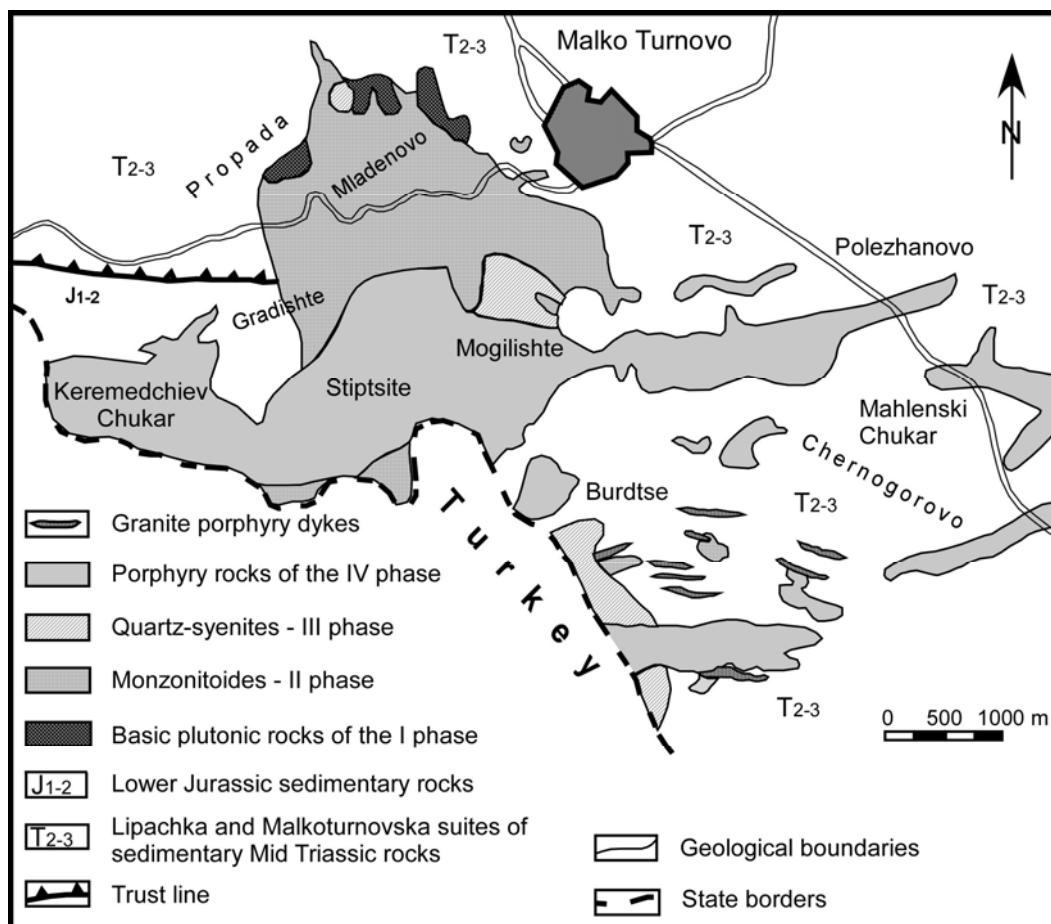
Възрастта на плутона е къснокредна и е обоснована от K-Ag данни върху биотит от габро (93-95 Ma, Василев, Лилов, 1971), но по-новите K-Ag определения дават относително по-млади датировки (74-76 Ma върху валови скални проби от габро и от кварцмонзонит и биотит от кварцмонзонит и дори 66 Ma върху валова проба от гранодиоритов порфирит от IV фаза, по Kamenov et al., 2000a). Rb-Sr-ва изохрона само от три броя проби от габро, кварцмонзонит и кварцсиенит е основание за изчисляване на възраст от $90 \pm 4,5$ Ma (Kamenov et al., 2000a). Проблемът за по-прецизно определяне на възрастта остава открит, докато възрастта не се потвърди от U-Pb метод върху циркони.

Геология и петрографски състав

Площта на Малкотърновския плутон (фиг. 2) в разкритата само на българска територия част е около 11-12 km², към която трябва да се прибавят и още 5-6 km² от южната му периферия в Турция.

Плутонът е внедрен в карбонатни и теригенни седиментни скали с вероятна триаска и юрска възраст (Чаталов, 1985, 1990). Вместващите плутон скали се отнасят към средно-горнотриаската Малкотърновска свита (Čatalov, 1983), горнотриаската Липачка свита (Chatalov, 1980) и долноюрски скали. Прекристализираните варовици и мраморите на Малкотърновската свита са разпространени около северната и източната част на плутона и са нискостепенно регионално метаморфозирани в зеленошистен фациес, но върху тях е наложен допълнително контактен метаморфизъм, който ги е превърнал в едрозърнести мрамори. Западните контакти на плутона са във варовици, глинести шисти и метапясъчници от Липачката свита, образувача на места флишоидни пачки. В тази част се разкриват и юрски метакварцити, металефрити, прекристализирали варовици и глинести шисти. Съществени площи в близкостатните части се заемат от хорнфелзи и скарни. Ширината на контактния ореол около плутона е между 100-150 m и 1000 m.

Новите ни полеви наблюдения и петрографски изследвания налагат представата за наставен строеж, включващ 4 интрузивни фази, които обобщено могат да се опишат така: I. базични скали; II. монзонитоиди; III. кварцсиенит; IV. кисели порфирни скали. Всички тези скали се секат от дайки, които в северната част на плутона са преобладаващо габропорфирити и диоритови порфирити, а в южната – монзонитови



Фиг. 2. Схематична геоложка карта на Малкотърновския плутон
Не са показани контактните скали и базичните дайки

Fig. 2. Geological sketch map of the Malko Turnovo pluton
No contact rocks and basic dykes are shown on the sketch

порфирити, сиенит порфири и лампрофири. Различаването на постплутоничните дайки от скалите на четвъртата интрузивна фаза е затруднено, а на места и невъзможно.

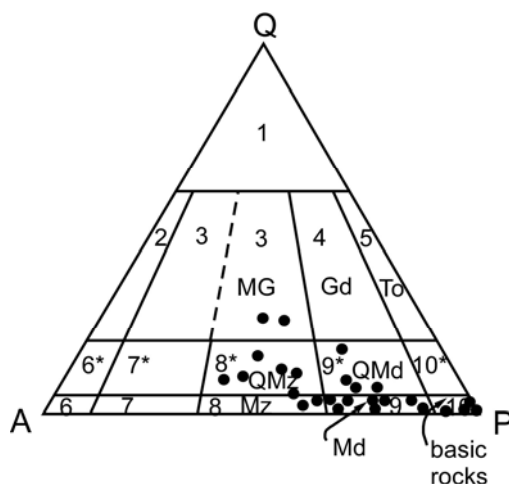
Ясно установени полеви критерии за относителната възрастова последователност (секущи контакти и ксеногенни включения) има само между базичната фаза, монзонитоидите и порфирните кисели скали.

Базичната интрузивна фаза се засебява като отделни малки тела в най-северните части на плутона. Монзонитоидната наставка изгражда централната част на плутона и някои площи западно от връх Бърдцето, м. Младеново, ловната хижа, от двете страни по протежението на пътя към митницата. Изометричната форма на тези две наставки се подчертава и от първичните структури на

течение и от разпространението на системите пукнатини (Попов, Чанев, 1980). Кварцсиенитите заемат главно отделни периферни източни части на плутона. Порфиритовите скали изграждат най-голямата разкрита част на плутона и образуват изток-западна ивица дълга до 8 km между м. Керемидчиев чукар и м. Махленска чука. Те секат всички други плутонични фази в централната част на плутона. По-тънка субекваториална ивица от гранодиоритови порфирити се разкрива главно в южната част на плутона около рудник Бърдцето.

Модалните анализи (26 броя) класифицират скалите като габро, монцодиорит, кварцмонцодиорит, монзонит, кварцмонзонит и монцогранит (фиг. 3). Не са интегрирани порфиритите скали от четвъртата фаза, поради затрудненията от определянето на пропорциите на минералите в дребнозърнестата основна маса, която е повече от 60% от скалите. Нанесените на диаграмата точки оформят един типичен за монзонитоидните плутони тренд, подобен на този от Оман-Факийския плутон (Каменов, 1997).

Базичните скали от *I интрузивна фаза* включват меланократни, среднозърнести до крупнозърнести скални разновидности: пироксенити (клинопироксен; плагиоклаз 1-6%; оливин 0-8%, амфибол заместващ пироксена); габропироксенити (клинопироксен, плагиоклаз 6-22%; оливин 0-5%; амфибол; биотит); обикновено габро (клинопироксен 29-44%; плагиоклаз 35-62%; оливин 0-10%; биотит 5-10%); монцогабро (клинопироксен, плагиоклаз + биотит 10-14%; калиев фелдшпат 0-4%; ортопироксен 0-10%; кварц 0-2%). Всички скали от тази фаза съдържат като обичайни акцесорни съставки илменит, магнетит, апатит и титанит. Преобладаващите структури са хипидиоморфнозърнестите, а текстурата е по-често масивна и по-рядко такситова ивичеста, на места с неравномерно петнесто разпределение на плагиоклаза.



Фиг. 3. AQP - класификационна диаграма за модално анализирани скали от Малкотърновския плутон

Fig. 3. AQP classification diagram for analyzed samples from Malko Turnovo pluton

Md – монцодиорит (monzodiorite); QMd – кварцмонцодиорит (quartz-monzodiorite); Mz – монзонит (monzonite); QMz – кварцмонзонит (quartz-monzonite); MG – монцогранит (monzogranite)

Монзонитоидите от *II интрузивна фаза* включват среднозърнести, равномерно зърнести и рядко едрозърнести разновидности с постепенни преходи помежду им – монцодиорити, кварцмонцодиорити, монзонити и кварцмонзонити. Отличават се с мезократния си облик и масивната си текстура. Количеството на калиевия фелдшпат е до 12% при монцодиоритите и до 60% при монзонитите. Кварцът се съдържа между 2% в монцодиоритите и 20% - при кварцмонзонитите. Фемичните минерали са амфибол 0-12% и биотит 3-15%. Акцесорните минерали във всички скали са магнетит, илменит, апатит, титанит, циркон и аланит.

Кварцсиенитите от *III интрузивна фаза* са представени в малки тела с неизяснени добре контури в различни части на плутона – източно от вр. Бърдцето, източно от вр. Могилата, в областта Младеново, сред късовете на участъци Пропада и Градище, а така също и в най-северните части на плутона югоизточно от разклона за рудник Пропада. Резки граници с монцонитоидите от втората фаза не са установени, но липсата на скали с преходноалкална характеристика, които да са промеждутъчни между тези две фази е основанието за отделянето на фазата като самостоятелна. Скалите са равномернозърнести и са изградени от плагиоклаз 46-60%, калиев фелдшпат 30-75%, кварц 11-20%, биотит 0,5-10%, амфибол 0,5-5% и само в единични случаи клинопироксен до 2%. Разновидностите са амфибол-биотитов кварцсиенит, който е по-богат на плагиоклаз и биотит-амфиболов кварцсиенит, който е и по-богат на калиев фелдшпат. Монцонитовата структура е преобладаваща. Акцесорите са същите, както при скалите от II фаза.

Порфирните скали от *IV фаза* включват кварцдиоритови порфирити, гранодиоритови порфирити, кварцмонцонитови порфирити и кварцсиенитови порфири. Скалите са левкократни, с масивна текстура и порфирната генерация изгражда 25-45% от скалата. Основната маса е микро- до дребнозърнеста с алотриоморфнозърнеста, хипидиоморфнозърнеста или микропойкилитова структура. Съставена е главно от кварц, плагиоклаз и калиев фелдшпат и в по-малко количество от биотити и амфибол. Порфирите са от кварц, плагиоклаз, биотит, амфибол и много рядко калиев фелдшпат. Акцесорните минерали са апатит, титанит, магнетит, илменит, циркон, аланит, анатаз.

Вторичните минерали, които са наблюдавани във всички скални разновидности са боулингит, актинолит, хлорит, серпентинит, калцит, епидот, титанит, хематит, кварц,

скаполит, серицит, железни хидрооксиди и албит.

Скалообразуващи минерали

Плагиоклазът е кристализирал след оливина, клинопироксена, апатита и магнетита и преди другите скалообразуващи минерали. Полисинтетните срастъци в скалите от първата фаза са неясни и различията в състава в рамките на отделни зърна са по-малки. В другите фази се установяват нормална, обратна и осцилаторна зоналност. За определяне на състава са използвани 43 броя микропробни анализа, разпределени равномерно по разкритата площ на плутона и скалната изменчивост (табл.1). Можем да подчертаем някои определени закономерности в изменението на състава.

1. Плагиоклазите от габро-то могат да се поделят на следните генерации по състав: Pl^I , Pl^{II} , Pl^{III} и Pl^{IV} . Равновесният за кристализацията на габровата магма плагиоклаз Pl^I е лабрадор. Средното му анортитово съдържание е An_{51} ($An_{50}-An_{54}$). Средният състав на Pl^{II} = An_{40} ($An_{37}-An_{44}$), а на Pl^{III} = An_{22} ($An_{18}-An_{28}$). Pl^{IV} е албит – An_4 и е с метасоматичен произход. Преобладаващата зоналност е нормална. Съдържанието на ортоклазов минал е относително ниско – средно $Og = 2,3\%$ (0,4-5,7).

2. Плагиоклазите от кварцмонцодиоритите са преобладаващо в реда на андезина. Средната стойност на анортитовото им съдържание е An_{34} ($An_{30}-An_{41}$). Средното количество на ортоклазовия компонент е 2,35% (1-5%). В някои образци плагиоклазът е почти напълно албитизиран – An_3 средно.

3. Плагиоклазите от кварцмонцонита са зонални. Средното анортитово съдържание на централните им ядра е An_{54} , а на външните зони – An_{14} . Поради резорбцията на много от ядрата най-честите анализирани стойности са между An_{24} и An_{27} .

Таблица 1. Химичен състав на избрани плагиоклази от Малкотърновския плутон

Table 1. Chemical composition of selected plagioclases from Malko Turnovo pluton

Rock Sample	gabbro			quartz-monzodiorite			quartz-monzonite			syenite		quartz-syenite	
	ML-3	RMT/1	1/92	K/92	Pl ₁₂	ML-1	1/92	Pl _{17-c}	Pl _{18-r}	Pl _{29-c}	Pl _{30-r}	MT/131	2/92
№	Pl ₇	Pl ₁	Pl ₂	Pl ₁₂	Pl ₁₃	Pl ₂₆	Pl _{17-c}	Pl _{18-r}	Pl _{29-c}	Pl _{30-r}	Pl ₃₃	Pl ₃₇	
SiO ₂	54,30	56,65	60,75	65,77	56,59	58,45	61,05	59,80	59,82	53,95	60,59	62,81	
TiO ₂	-	-	-	0,06	-	-	-	0,10	0,05	-	-	0,06	
Al ₂ O ₃	29,10	27,34	25,11	21,59	27,39	25,88	24,77	25,46	24,88	28,90	23,84	23,22	
FeO	0,09	0,15	0,20	0,11	0,21	0,19	0,14	0,20	0,72	0,30	0,17	-	
MnO	-	-	-	0,10	-	0,14	0,08	-	-	-	-	-	
MgO	-	-	-	-	0,67	0,84	0,08	-	-	-	-	-	
CaO	11,21	10,71	8,05	6,54	7,52	6,11	5,26	5,70	6,14	11,77	6,30	4,23	
Na ₂ O	5,23	5,50	5,17	5,13	6,90	7,41	8,32	8,45	7,83	4,93	8,53	9,10	
K ₂ O	0,15	0,35	0,83	-	0,37	0,79	0,20	-	0,51	0,21	0,42	0,34	
Total	100,08	100,70	100,11	99,30	99,65	99,81	99,90	99,71	99,95	100,06	99,85	99,76	
Mol. proportion													
An	53,8	50,5	43,7	41,3	36,8	29,9	25,4	27,0	30,5	56,2	28,3	20,0	
Ab	45,4	47,5	50,6	58,7	61,1	65,5	73,5	73,0	66,4	42,6	69,4	78,0	
Or	0,9	2,0	5,7	0	2,2	4,6	1,1	0	3,0	1,2	2,2	2,0	

Ортоклазовият компонент в тях е много нисък – $O_{\text{г}}=0,5\%$ (0-11%).

4. Кварцсиенитите съдържат също нормално зонални плагиоклази. Средното анортитово съдържание за централните ядра е An_{32} , а за периферията е An_{17} . В някои образци се появява и късен постмагматичен албит (An_2). Средното съдържание на ортоклазов компонент е $O_{\text{г}1,6}$ (0-3,0%). Някои сиенити са с ясна обратна зоналност и в тях плагиоклазите имат средно анортитово съдържание за централните си ядра An_{40} , а за периферните си участъци – An_{56} . Тази обратна зоналност се интерпретира като указание за съществени явления на смесване на магми.

Общо за всички скални разновидности в плутона можем да различим следните моди в разпределението на анортитовото съдържание на плагиоклазите: An_{56-51} , An_{40-30} , An_{25-15} , An_{5-0} . Непълното фракциониране и частичната резорбция са съхранили различни съчетания от тези максимуми в различни скални разновидности. Устойчивата повторемост на някои от тези анортитови стойности в габро, кварц-

монцодиорита и сиенита показва съществуването на общ генетичен процес с участието на плагиоклазите – фракциониране с участието и на плагиоклаза. Постмагматичният албитов плагиоклаз под формата и на тънки прожилки и неправилни петна е отбелязан в образци от габро, кварц-монцодиорита и кварцсиенита.

Оливинът се среща само в габро и пироксенита, а наличните анализи са само от габро (табл. 2). Средната стойност на форстеритовия компонент в състава му е $Fo=72$ (68-76)%.

Клинопироксените освен в габро и пироксенита се срещат в подчинено количество или като реликтова фаза още и в монцодиорита, кварцмонцонита и сиенита (табл. 3). По класификацията на Morimoto (1988) клинопироксените са калциеви (28 броя микропробни анализа) и попадат в полетата на авгита и диопсида (фиг. 4). Магнезиалността в атомни количества $Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe)$ е относително висока – 70-82, което отговаря на високи температури на кристализация.

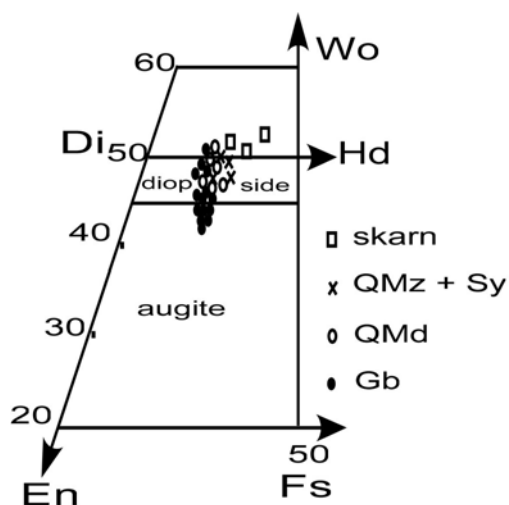
Клинопироксените от габро са с

Таблица 2. Химичен състав и кристалохимични формули на оливини от Малкотърновския плутон
Table 2. Chemical composition and crystallochemical formulae of olivines from Malko Turnovo pluton

Sample №	RM9	RMT6	RMT7	RMT8	1/92	
	Ol ₄	Ol ₁	Ol ₂	Ol ₃	Ol ₅	Ol ₆
SiO ₂	36,80	36,09	36,52	35,52	35,25	37,37
FeO _t	23,86	25,62	25,77	27,02	26,67	27,99
MnO	0,45	0,55	0,51	0,63	0,70	0,46
MgO	35,58	38,33	36,53	35,97	35,25	34,21
CaO	-	-	0,08	0,10	-	-
K ₂ O	-	0,07	-	0,04	-	-
Total	99,69	100,06	99,41	99,28	97,95	100,14
Crystallochemical formulae based on 4 oxygens						
Si	0,98	0,96	0,99	0,97	0,97	1,00
Fe	0,50	0,50	0,54	0,57	0,61	0,63
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Mg	1,54	1,53	1,47	1,47	1,44	1,36
Fo%	75,5	75,4	73,1	72,1	70,2	68,3

Таблица 3. Химичен състав на избрани клинопироксени от габрови скали на Малкотърновския плутон
Table 3. Chemical composition of selected clinopyroxenes from gabbro of Malko Turnovo pluton

Sample	BMT	BMT-5/97		1/92				RMT35	RMT34	RMT34
№	CPx ₁₁	CPx ₁₃	CPx ₁₄	CPx ₁	CPx ₃	CPx ₆	CPx ₂	CPx ₉	CPx ₈	CPx ₇
SiO ₂	53,44	52,93	51,64	50,90	51,58	51,75	51,76	52,46	51,40	51,20
TiO ₂	-	-	-	0,51	0,44	0,57	0,69	0,57	0,80	0,77
Al ₂ O ₃	1,37	0,80	1,26	3,00	2,88	2,64	2,71	1,75	2,12	2,62
FeOt	6,43	7,96	8,00	6,92	7,73	7,63	7,60	7,81	8,13	8,29
MnO	0,47	0,50	0,41	0,40	0,12	0,18	0,12	0,26	0,21	0,26
MgO	14,13	14,64	14,94	14,90	15,57	14,56	14,97	15,10	14,75	14,36
CaO	25,54	22,77	22,17	20,29	21,26	22,06	21,95	22,49	22,05	22,23
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,09	0,51	-	0,10	-	-	-
Total	101,38	99,61	98,56	97,01	99,90	100,06	99,90	100,44	99,46	99,55
Ca	1,01	0,91	0,89	0,86	0,85	0,91	0,87	0,89	0,88	0,90
Mg	0,78	0,82	0,84	0,84	0,85	0,81	0,83	0,83	0,82	0,81
Fe	0,20	0,22	0,25	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,26
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	-	0,01	0,01	0,01
Ti	-	-	-	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al	0,00	0,02	0,00	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,05
Cr	-	-	-	0,00	0,01	-	0,00	-	-	-
Si	1,98	1,99	1,94	1,91	1,91	1,92	1,92	1,94	1,92	1,93
Al	0,02	0,02	0,06	0,09	0,09	0,08	0,08	0,06	0,08	0,07
Mg #	79,7	78,7	76,9	78,5	78,0	77,1	77,6	77,6	76,6	75,7
Wo	50,8	46,8	45,1	44,6	43,8	45,6	44,6	45,4	45,1	45,7
En	39,2	41,9	42,2	43,5	43,8	42,0	43,0	42,3	42,1	41,7
Fs	10,0	11,3	12,7	11,9	12,4	12,4	12,4	12,2	12,8	13,2



доста широк размах в съставите си. Средната величина Mg# = 78 (72-82), а средното количество на воластонитовата съставка е 46,1 (42,4-50,8) при средна стойност на феросилитовия компонент в състава от 11,6 (9,4-14,6). Тези вещевни характеристики отнасят клинопироксените от габро към видовете магнезиален диопсид и магнезиален авгит.

Фиг. 4. Класификационна диаграма за състава на клинопироксени от Малкотърновския плутон (по Morimoto, 1983)

Fig. 4. Classification diagram for clinopyroxenes from the Malko Turnovo pluton (after Morimoto, 1983)

Gb – габро (gabbro); QMd – кварцмонцодиорит (quartz-monzodiorite); QMz – кварцмонзонит (quartz-monzonite); Sy – сиенит (syenite)

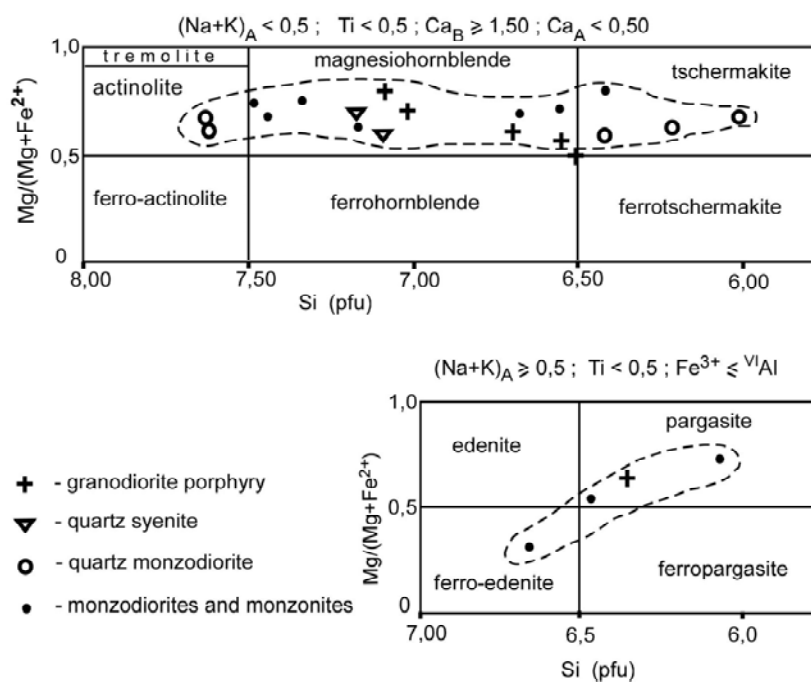
Клинопироксените от монцодиорита са с неразличима от тези на габро то средна магнезиалност от 78,3 (76,9-79,7), но воластонитовата им съставка е между 45 и 51, което ги определя като диопсиди само.

Клинопироксените от кварцмонзонита и сиенита са съответно със средна магнезиалност $Mg\# = 70$ и 75 , но със слабо повишаване на феросилитовия им компонент $fs = 22,8$ и $12,8$, което се съгласува с малко понискотемпературната им кристализация и участието им във фракционираща се асоциация. Средните величини на воластонитова съставка в състава им са съответно $26,6$ и $48,8$ (субкалциев авгит и диопсид). Пироксените от скарните от контактният ореол на плутона са диопсиди със средна величина $Mg\# = 68$, средно количество на феросилит от $15,5$ (13-18) и най-високите

стойности на воластонитов компонент – средно 52 .

Амфиболите (17 броя микропробни определения, разпределени по 6 скални разновидности) от плутона се отнасят по класификационната схема на Leake et al. (1997) към групата на калциевите амфиболи (табл. 4 и фиг. 5). Те са предимно магнезиални обикновени амфиболи (магнезиохорнбленд на фиг. 5) с редки отклонения в полето на чермакита и актинолита. Някои анализирани проби на амфиболи от монцодиорит, монзонит и гранодиорит попадат в полетата на паргасита и фероеденита.

Кристалохимичните формули са изчислени на основата на 23 кислорода с усреднено съдържание на Fe^{3+} . Разпределението на Fe^{2+} и Fe^{3+} е по метода на Spear & Kimball (1984).



Фиг. 5. Анализирани амфиболи в класификационната схема на Leake et al. (1997)

Fig. 5. Amphiboles in the classification scheme of Leake et al. (1997)

Таблица 4. Химичен състав на избрани амфиболи от Малкотърновския плутон
Table 4. Chemical composition of selected amphiboles from Malko Turnovo pluton

Rock	monzodiorite				quartz-monzo-diorite	granodiorite		syenite	quartz-syenite	porphyry granodiorite
Sample	PMT				MJI-3	2/92	MT108	MT119	MT131	MT9
Analysis	Hb ₂₃	Hb ₂₄	Hb ₂₅	Hb ₂₆	Hb ₉	Hb ₁₂	Hb ₁	Hb ₃	Hb ₁₆	Hb ₁₅
SiO ₂	41,69	44,43	44,49	48,62	40,11	48,98	44,10	47,75	48,86	42,13
TiO ₂	0,86	1,11	0,55	0,30	1,61	0,48	1,02	1,58	0,59	0,69
Al ₂ O ₃	14,47	10,68	10,38	5,61	11,99	6,01	9,37	5,94	5,55	10,23
FeOt	12,37	13,01	15,44	17,42	16,48	13,02	20,35	13,64	14,89	16,00
MnO	-	0,58	0,53	0,74	0,29	0,54	0,59	0,40	0,73	0,77
MgO	13,27	14,25	12,63	11,91	11,59	15,54	10,02	11,82	14,32	12,14
CaO	12,34	11,27	11,43	12,45	11,98	11,32	11,77	12,56	11,24	10,01
Na ₂ O	2,66	1,88	1,40	-	1,33	0,79	-	2,15	1,11	3,50
K ₂ O	0,76	0,30	0,43	0,41	1,76	0,30	1,34	1,92	0,41	1,03
Σ	97,81	97,51	97,70	97,46	97,18	96,98	98,59	97,76	97,71	97,19
Si	6,07	6,44	6,56	7,17	6,03	7,08	6,55	7,08	7,17	6,32
Al	1,93	1,56	1,44	0,83	1,97	0,92	1,45	0,92	0,83	1,68
Al	0,55	0,27	0,35	0,14	0,15	0,10	0,19	0,12	0,13	0,13
Ti	0,09	0,12	0,06	0,03	0,18	0,05	0,11	0,18	0,07	0,08
Fe ³⁺	0,37	0,73	0,73	0,55	0,81	0,66	0,77	-	0,19	0,69
Fe ²⁺	1,10	0,80	1,11	1,60	1,26	0,84	1,68	1,77	1,50	1,13
Mg	2,88	3,08	2,75	2,62	2,60	3,35	2,22	2,61	3,13	2,72
Mn	-	0,07	0,06	0,06	0,01	-	-	0,05	-	-
B-Mn	-	0,07	0,06	0,03	0,03	0,07	0,07	-	0,09	0,10
B-Fe ²⁺	0,03	0,05	0,05	-	-	-	0,06	-	0,14	0,19
B-Ca	1,93	1,75	1,79	1,97	1,93	1,75	1,87	2,00	1,77	1,71
Na-M4	0,04	0,13	0,10	0,00	0,04	0,11	-	0,27	-	0,26
Na-A	0,71	0,40	0,30	0,00	0,35	0,11	-	0,35	0,32	0,76
K	0,14	0,06	0,08	0,08	0,34	0,05	0,25	0,36	0,08	0,20
ΣA	0,85	0,46	0,38	0,08	0,69	0,16	0,25	0,71	0,40	0,96
Mg #	71,8	78,5	70,4	62,0	67,4	78,6	55,9	59,5	65,6	67,3
Fe ³⁺ / Fe ³⁺ +Fe ²⁺	0,23	0,46	0,39	0,25	0,39	0,42	0,31	-	0,10	0,34

Параметърът Mg# се изменя между 56 и 79. Най-високите му стойности са при амфиболи от монцодиорита (средно 71,4) и монзонита (средно 72,7). В кварцмонцодиорита, гранодиорита и кварцсиенита тези значения са приблизително в един обхват – 64-66. Най-ниски са стойностите на Mg# в амфиболите от сиенита – 59,5. Тъй като величината Mg# зависи от температурата на кристализация и степента на диференциация, то увеличаващата се железистост в амфиболите от следния ред на скали от

плутона: монцодиорити и монзонити – кварцмонцодиорити, гранодиорити и кварцсиенити – сиенити отразява, може би определени стъпала от кристализационната диференциация.

Изменението на съдържанията на алуминий в амфиболите е функция на различията в алкалността на магмите, първичното им съдържание на Al₂O₃ и на налягането на кристализация. При общо завишената и относително постоянна алкалност в преобладаващата част от скалите на

Малкотърновския плутон, основната причина за влизането на Al в решетката на амфиболите би трябвало да бъде налягането. Съдейки от общото количество на Al в кристалохимичните амфиболови формули, налягането на кристализацията им се е изменяло в значителни граници – 2-7 kbar. Такива големи различия са основание за предположението за полибарна кристализация на амфиболите, извършвала се едновременно с издигането на магмите.

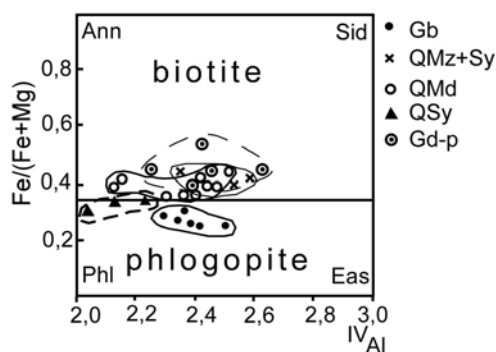
Част от периферните зони на амфиболовите кристали са с актинолитов състав и имат много ниски атомни количества на алуминий и високи на силиций. Очевидно това са амфиболови зони, които са постмагматично повлияни.

Биотитите са неизменна второстепенна съставка на скалите от плутона. Химичните особености се разкриват от анализираниите микропробно 22 зърна от 10 скални образеца, представящи почти всички скални разновидности. Кристалохимичните формули (табл. 5) на основата на 24 кислорода в удвоена елементарна клетка показват, че всички изучени образци са триоктаедрични и по състав са разположени около границата флогопит-биотит (фиг. 6). Не е установена вътрешна зоналност в отделните биотитови люспи.

Параметърът Mg# е средно 63,4 от усреднени стойности на 6 скални разновидности (размах 50-75). По класификацията на Foster (1960) биотитите са преобладаващо магнезиални разновидности. Наличието на няколко анализа на биотити, извършени с мокър класически метод от отделени мономинерални фракции от изкуствен шлих е дало възможност да се отчете и разпределението на FeO/Fe₂O₃. Атомното отношение Fe³⁺/Fe²⁺ изразяващо степента на окисление е доста постоянно и варира от 0,32 до 0,46, който интервал е типичен за кристализация във вулканско-дъгова обстановка. Най-високото значение на това отношение е в биотитите от габро

(средно 0,46), докато този параметър при гранодиоритите има междинни значения (средно 0,40), а най-ниските стойности са при сиенитите (0,32).

Установява се определена връзка между химизма на биотитите и петрографската номенклатура на скалите. Най-високо температурните биотити са в габро и те се характеризират с най-високата за плутона магнезиалност – средно 73,1 (70-75), с което класификационно те се отнасят към флогопитите. Малко по-ниски значения на Mg# имат биотитите от кварцсиенитите – средно 69,4 (67-71), но те се отличават от биотитите на габро по отчетливо по-ниските си стойности на ^{IV}Al *apfu*. Междинни нива на стойностите Mg# показват биотитите от монцонитите, кварцмонцодиоритите и кварцмонзонитите – Mg#



Фиг. 6. Класификационно място на биотити в диаграмата Fe/(Fe + Mg) - ^{IV}Al

Fig. 6. Composition of biotites in the Fe/(Fe + Mg) vs ^{IV}Al plot

QSy – кварцсиенит (quartz-syenite); Gd-p – гранодиорит (granodiorite porphyry); QMd – кварцмонцодиорит (quartz-monzodiorite); QMz – кварцмонзонит (quartz-monzonite); Sy – сиенит (syenite); Gb – габро (gabbro)

Таблица 5. Химичен състав на избрани биотити от Малкотърновския плутон
Table 5. Chemical composition of selected biotites from the Malko Turnovo pluton

Rocks	gabbro		quartz-monzonite			quartz-monzo-nite	monzo-nite	granodiorite		porphyry quartz-syenite
Sample	RMT	1/92	RMT2	K/92	ML-3	I/92	MT112	MT108	MT132	2/92
Analysis	Bt ₁	Bt ₄	Bt9	Bt13	Bt14	Bt16	Bt11	Bt18	Bt19	Bt21
SiO ₂	38,25	39,04	36,53	39,51	36,73	35,92	35,63	35,85	34,62	37,75
TiO ₂	4,53	4,76	3,22	2,30	3,11	3,02	3,30	2,80	2,60	1,55
Al ₂ O ₃	14,09	13,70	14,45	14,31	13,57	13,94	14,56	14,12	14,47	12,79
FeOt	10,09	11,72	15,19	15,47	18,32	18,80	17,37	20,65	17,96	14,23
MnO	0,11	0,12	0,18	0,54	0,21	0,28	0,37	0,58	0,32	0,86
MgO	17,97	16,51	14,87	13,50	13,75	13,51	13,89	17,78	13,56	16,34
CaO	-	-	0,10	-	-	-	-	-	0,07	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,68
K ₂ O	10,28	10,26	10,13	10,08	10,58	10,50	10,94	10,20	10,34	9,93
Total	95,92	96,13	94,67	95,78	96,30	96,07	96,09	96,00	96,06	94,13
K	1,91	1,91	2,00	1,91	2,05	2,05	2,12	1,88	2,03	1,93
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0,63	0,20
Ca	-	-	0,03	-	-	-	-	-	0,01	-
X	1,91	1,91	2,03	1,91	2,05	2,05	2,12	1,88	2,67	2,13
Mg	3,89	3,60	3,18	3,01	3,11	3,08	3,15	3,84	3,11	3,71
Mn	-	0,01	0,02	0,07	0,03	0,04	0,05	0,07	0,04	0,11
Fe	1,31	1,43	1,99	1,92	2,33	2,41	2,21	2,50	2,31	1,81
^{VI} Al	0,01	0,07	0,09	0,39	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05
Ti	0,49	0,52	0,43	0,26	0,35	0,35	0,38	0,30	0,30	0,18
Y	5,70	5,63	5,71	5,65	5,83	5,88	5,82	6,71	5,76	5,86
Si	5,59	5,71	5,60	5,88	5,58	5,49	5,42	5,20	5,33	5,75
^{IV} Al	2,41	2,29	2,40	2,12	2,42	2,51	2,58	2,41	2,62	2,25
Mg #	74,8	71,6	63,6	61,1	57,2	56,2	58,8	60,5	57,4	67,2

ср. = 61 (56-65). Относително най-железисти и следователно най-нискотемпературни са биотитите на гранодиоритовите порфирити – Mg# = 56 (50-61). Имайки предвид пространственото разположение на скалните разновидности (фиг. 2) можем да твърдим, че от север на юг температурите на кристализация на биотита намаляват.

Калиевите фелдшпати са едни от най-късно изкристализиращите скалообразуващи минерали в плутона. Съставът им е определен по 17 микропробни анализа от 8 броя скални образци, представящи кварцмонцодиорити, кварцмонзонити, кварцсиенити и гранодиоритов порфирит. Химизмът е представен на табл. 6.

Обща особеност на всички изучени проби от калиев фелдшпат е относително високото участие в състава им на ортоклазов компонент – в повечето случаи повече от 80%. В кварцмонцодиоритите средният състав на калиевите фелдшпати е $Or_{87,4}An_{1,0}Ab_{12,7}Cn_{0,3}$. Калиевите фелдшпати от кварцмонзонитите са с по-високи средни значения на ортоклазовата си съставляваща, а анортитовият и целзиановите минали са под чувствителността на метода – $Or_{92,3}Ab_{7,7}$. Гранодиоритовите порфирити съдържат калиеви фелдшпати със среден състав $Or_{93,7}An_{0,6}Ab_{5,1}Cn_{0,3}$. Най-високите значения на стойностите на албитовия компонент в калиевите фелдшпати са в

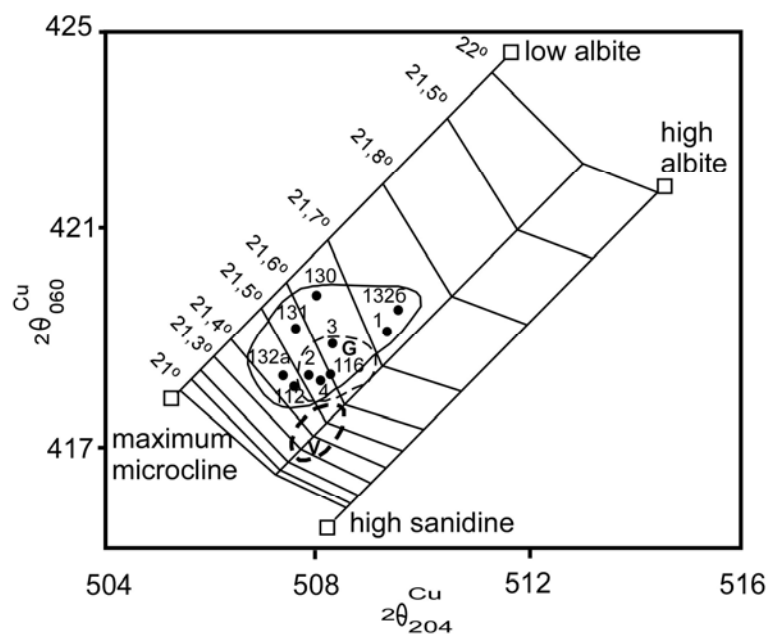
Таблица 6. Химичен състав на избрани калиеви фелдспати от Малкотърновския плутон
Table 6. *Chemical composition of selected K-feldspars from the Malko Turnovo pluton*

Rock	quartz-monzodiorite				quartz-monzonite				granodiorite				quartz-syenite			
	RMT	K/92	ML-3		I-92		ML-9		132-a		2/94		2/94-1		MT-131	
Sample	KFd ₁	KFd ₄	KFd ₆		KFd ₈	KFd ₉	KFd ₁₁		KFd ₁₂		KFd ₁₄		KFd ₁₅		KFd ₁₆	
Analysis																
SiO ₂	63,28	66,03	62,78		65,53	65,60	62,33		62,44		64,20		63,50		63,76	
TiO ₂	1,51	-	-		-	0,12	0,11		0,06		0,07		0,06		0,14	
Al ₂ O ₃	18,75	16,22	18,91		16,35	16,35	19,32		19,54		18,74		19,69		17,69	
FeO	-	-	-		0,20	-	0,50		0,70		-		-		-	
MnO	-	-	0,10		-	-	-		0,08		-		-		-	
CaO	0,33	-	-		-	-	-		0,14		-		0,75		0,15	
Na ₂ O	1,30	1,41	0,99		1,00	0,05	0,95		0,85		1,53		1,30		0,43	
K ₂ O	14,92	15,96	16,16		17,13	17,11	16,05		16,23		15,15		13,97		17,69	
BaO	-	-	0,82		-	-	0,56		-		-		-		-	
Total	99,09	99,62	99,67		100,21	100,03	100,04		100,08		99,69		100,36		100,08	
Or %	87,0	87,0	90,2		91,9	92,7	90,1		92,0		87,0		83,7		95,8	
An %	2,0	0,0	0,0		0,0	0,0	0,8		0,7		0,0		4,1		0,7	
Ab %	11,0	13,0	8,4		8,1	7,3	8,1		7,3		13,0		12,2		3,5	
Cn %	-	-	1,4		-	-	1,0		-		-		-		-	

кварцсienитите, където средният състав е $\text{Or}_{91,6}\text{An}_{7,2}\text{Ab}_{7,2}\text{Cn}_0$. Тези данни за състава показват, че по посока на все по-киселите и по-алкални скални състави се увеличава систематично натриевото съдържание в калиевите фелдшпати.

От заснетите рентгенограми на 10 броя мономинерални проби на калиеви фелдшпати, след разработка на изкуствени шлихи са изведени някои структурни характеристики на минералите (табл. 7). Всички проби са с неразцепен дифракционен максимум $2\theta_{131-131}$ и без разлики в съдържанията на Al в позициите T_1O и T_1m и следователно калиевите фелдшпати са представени само от моноклинен ортоклаз. Алуминиево-силициевата подреденост в кристалографски нееднаквите позиции е

изследвана с метода на „трите пика“ (Wright, 1968; Stewart, Wright, 1974). От табл. 7 и фиг. 7 личи, че всички анализирани проби са с междинна степен на подреденост, оценена по значенията на $t_1 = 0,715 - 0,885$. Пробите от плутона оформят поле, съответстващо на непълно подредени ортоклази, което съвпада до голяма степен с подобни полета за калиевите фелдшпати от Гранитовския плутон (Каменов, 2000) и от Вършилския плутон (Каменов и др., 1984). Съпоставката на ортоклазовото съдържание (в мол %) със съдържанията на Al в позицията t_1 (по Smith, 1974) уточнява номенклатурата на калиевите фелдшпати (Фиг. 8). В полето на междинния ортоклаз попадат една проба от кварцсienити и една от гранодиорити. Една проба от кварцмонцо-



Фиг. 7. Структурно състояние на калиеви фелдшпати, оценено по метода на „трите пика“ (Wright, 1968)

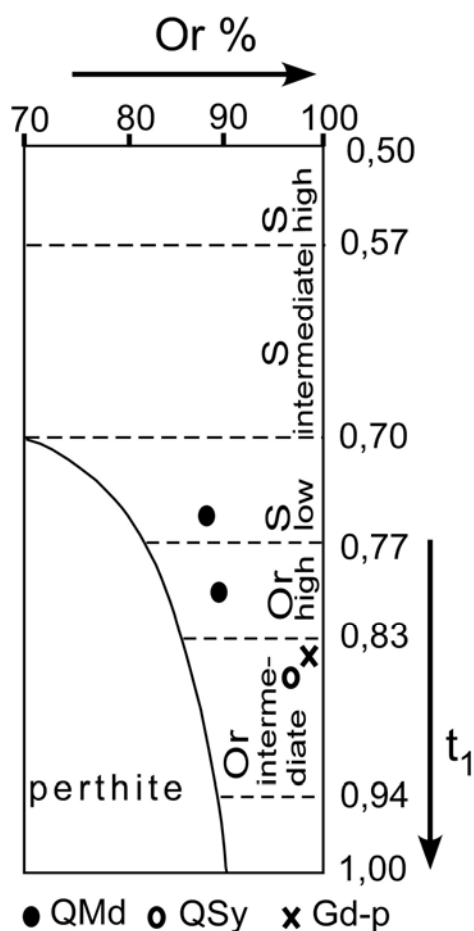
Fig. 7. Structural state of K-feldspars according to the method of the “three reflections” (Wright, 1968)

G – Гранитовски плутон (Granitovo pluton) (Каменов, 2000), V – Вършилски плутон (Vurshilo pluton) (Каменов и др., 1984)

Таблица 7. Рентгеноструктурни данни на мономинерални сепарати от фелдшпати на Малкотърновския плутон

Table 7. X-ray data of selected K-feldspars separated from rocks of the Malko Turnovo pluton

No.	KFd	$2\theta_{060}^{\text{Cu}}$	$2\theta_{204}^{\text{Cu}}$	Δd_{131}	t_1	t_2
1	KFd-112	41,81	50,77	0	0,805	0,195
2	KFd-118	41,84	50,83	0	0,765	0,235
3	KFd-130	41,97	50,80	0	0,885	0,115
4	KFd-131	41,92	50,78	0	0,855	0,145
5	KFd-132a	41,83	50,74	0	0,835	0,165
6	KFd-132b	41,95	50,95	0	0,755	0,245
7	KFd-1	41,90	50,94	0	0,715	0,285
8	KFd-2	41,79	50,81	0	0,745	0,255
9	KFd-3	41,89	50,83	0	0,795	0,205
10	KFd-4	41,83	50,79	0	0,795	0,205



диоритите е висок ортоклаз и една от кварцсиенит отговаря дори на нисък санидин. Положението на точките в диаграмата обяснява бедността на видими пертитови отсмесвания. Преобладаващите нехомогенни, но без видими пертитови ламели индивиди са от типа криптопертитов ортоклаз. Рентгеноструктурните данни на калиевите фелдшпати са сравнени на фиг. 9 с тези от Гранитовския плутон (Каменов, 2000) и от Омано-Факийския плутон (Каменов, 2002) представени само с полетата им на разсейване. Различията са главно в относително по-високите съдържания на ортоклазовата съставка във фелдшпатите от Малкотърновския плутон. Това може да се интерпретира в рамките на относително по-ниските им температури на кристализация при приблизително едно и също ниво на застиване и при еднакъв обхват на степените на рентгеновата подреденост на фелдшпатите.

Фиг. 8. Класификационно място на избрани калиеви фелдшпати (по Smith, 1974)

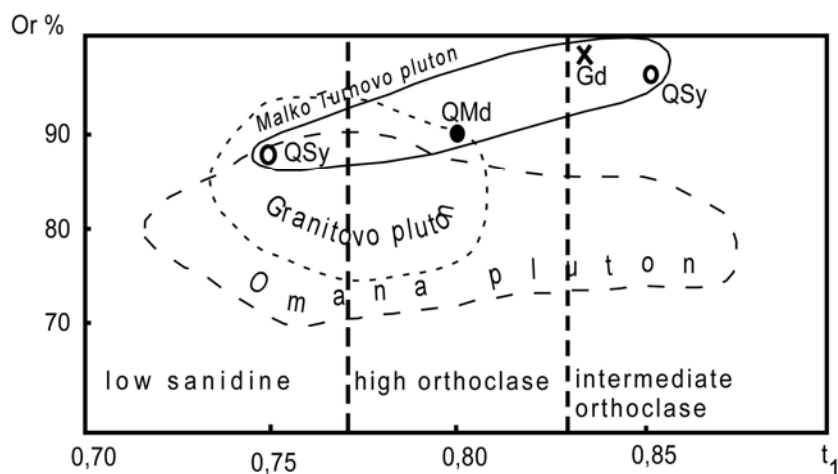
Fig. 8. Classification position of K-feldspars (after Smith, 1974)

QMd – кварцмонцодиорит (quartz-monzoniodiorite); Qsy – кварцсиенит (quartz-syenite); Gd-p – гранодиоритов порфирит (granodiorite porphyry); S – санидин (sanidine); Or – ортоклаз (orthoclase)

Всички използвани методи за изучаване на калиевите фелдшпати се допълват успешно и добре се съгласуват помежду си. Наличието на високи ортоклази и дори на ниски санидини с криптопертитово устройство показва, че кристализацията се е извършила относително бързо в една средна по големина камера на застиване. Порядъкът на температурите на кристализация на калиевите фелдшпати може да се оцени по параметъра t_1 (Stewart, Wright, 1974). За значенията на $t_1 = 0,71-0,88$ съответните температури са между 550 и 710°C, а усреднената температура, оценена по 10 рентгеново изследвани проби от калиеви фелдшпати е 650°C.

Цирконите са много редки в скалите от I базична фаза, значително по-добре са представени в монцитонитоидите от II фаза и са със силно неравномерно представяне в кварцсиенитите от III фаза. Количеството

им в порфирните скали от IV фаза е най-голямо. При микроскопирането на габрови скали циркони не са наблюдавани, а са установени само при разработката на изкуствени шлихи. При монцитонитоидите са разграничени два типа кристали: идиоморфни с добре оформени призматични зърна и индивиди със заоблени очертания. Тези два типа присъстват и при кварцсиенитите, но там заоблените циркони значително преобладават над идиоморфните. Често в кварцсиенитите се установяват и сраснали зърна, което се счита, че е резултат от кристализация от водонаситена магма (Pupin, Turco, 1972). В скалите от IV фаза идиоморфните цирконови зърна са със значително преобладание и в повечето случаи те са с характерен зонален строеж, свидетелстващ за бързо изменение на условията на кристализация (Barbarin, 1988).



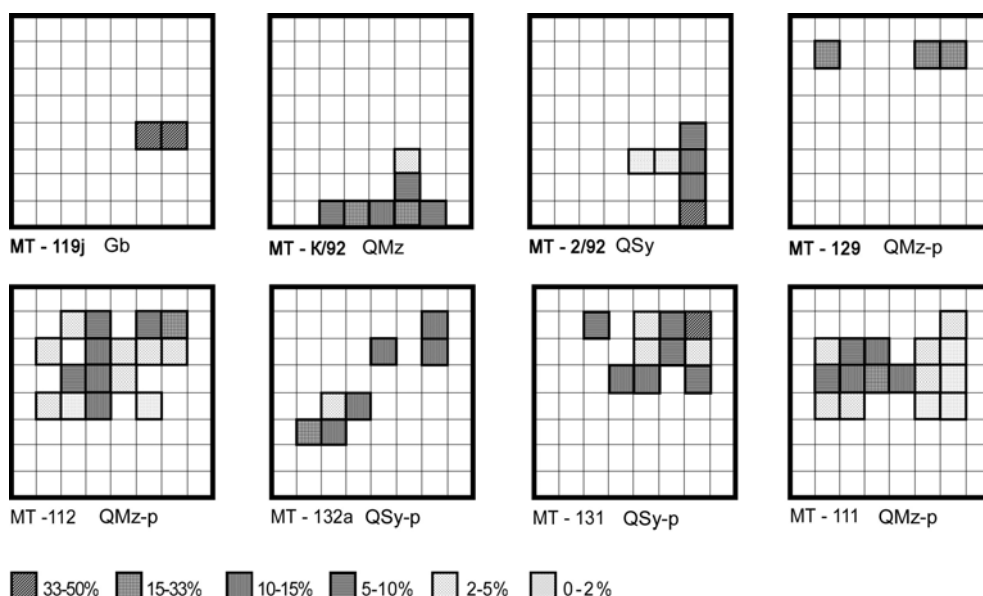
Фиг. 9. Сравнение на калиеви фелдшпати от Малкотърновския плутон с такива от Гранитовския плутон (Каменов, 2000) и от Омано-Факийския плутон (Каменов, 2002)
Съкращенията са същите, както на фиг. 8

Fig. 9. Comparison of K-feldspars from the Malko Turnovo pluton with the ones from the plutons Granitovo (Каменов, 2000) and Omana-Fakya (Каменов, 2002)
The abbreviations are the same as in the Fig. 8

Морфоложките типове циркони са изучени с прилагане на метода на Pupin (1980) върху 8 мономинерални фракции от циркони, отделени от образци от габро, кварцсиенит и кварцмонзонитови и кварцсиенитови порфирити. Методът се основава на наблюдаваната промяна в съотношенията на главните пирамидални и призматични стени на цирконите. Резултатите от статистическата оценка на морфоложките особености са дадени на фиг. 10, на която са нанесени разпределенията на морфоложките типове в проценти за всяка проба по отделно. На фиг. 11 са нанесени средноуравновесените стойности от морфоложките типове за всички проби в координати А-Г.

Най-малък брой морфоложки типове циркон има в пробите от габро и от гранодиоритов порфирит. Максимален е броят на морфоложките типове в пробите от кварцмонзонитови порфирити – по 16 типа. В останалите проби броят на типовете циркон се изменя от 6 до 10. По-голямата част от изследваните цирконови популации са кристализирали в температурния интервал 600-750°C и само за две от пробите (кварцмонзонити и кварцсиенити) оценената температура на кристализация достига 900°C.

Средноуравновесените стойности на двата индекса (Фиг. 11) отнасят цирконите от габро (проба МТ-119ж) към полето на субалкалните гранитни серии. Цирконите от



Фиг. 10. Типологична характеристика на циркони, извлечени от различни плутонични скали на Малкотърновския плутон (по Pupin, 1980)

Fig. 10. Typology of zircons separated from different plutonic rocks of the Malko Turnovo pluton (according to Pupin, 1980)

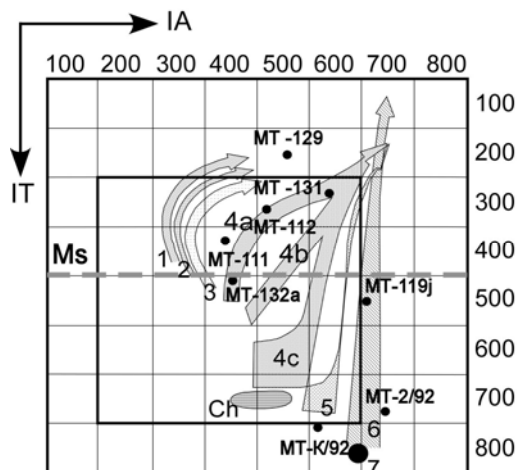
Gb – габро (gabbro); QMz – кварцмонзонит (quartz-monzonite); QSy – кварцсиенит (quartz-syenite); QMz-p – кварцмонзонитови порфирити (quartz-monzonite porphyrites); QSy-p – кварцсиенитови порфирити (quartz-syenite porphyries)

кварцсиенитите (MT-2/92 и MT-131) показват силни различия в морфоложката си характеристика. Пробата MT-2/92 има особеностите на алкалните гранити, а пробата MT-131 попада в полета на калциево-алкалните гранитни серии, но в участък типичен и за монцогранити и за алкални гранити. Може да се предположи, че цирконите и следователно и породилата ги магма са с хибриден произход и че в тях са съхранени характеристиките на крайните компоненти на смесване. Пробите от порфирировите скали от IV фаза (MT-111, MT-129) попадат между полетата на калциево-алкалните гранитоиди и на Al-съдържащи монцогранити и гранодиорити. Единствено пробата от кварцмонцонитови порфири от IV фаза не попада в нито едно от определените от Рупин (1980) полета, но е най-близко до полето на субалкалните гранитоиди. Независимо от сравнително голямото разсейване на средноуравновесените стойности за двата индекса ясно са разграничени субалкалните скали от I, II и III фази от порфирировите скали на IV фаза. Освен по груповата си принадлежност към гранитоидите с калциево-алкална сериалност, цирконите от порфирировите скали се отличават и с относително по-ниските си температури на кристализация.

Магнетитът е най-често срещаният акцесор в скалите на плутона. Количеството и размерите му са най-големи в габрата, а по направление на киселите и по-късни фази участието му е по-малко. В същата посока се променя и морфологията на магнетитовите зърна – от изометрична в пироксенитовите кумулати и идиоморфна в част от габрата до ксеноморфна в средно-киселите скали.

Пироксенитите съдържат редки (0,2-1,0 mm) магнетитови зърна, които само в единични участъци стигат до 1%. В тях се наблюдават отсмесени пластини от илменит и микронни включения вероятно от улвошпинел. Магнетитът се замества от хематит

ориентирано. В габрата магнетитът е равномерно разпространен и количеството му достига 2-3% от обема на скалата. Представен е от изометрични, идиоморфни и хипидиоморфни индивиди с размери от 0,05 до 1 mm, най-често включени в скалообразуващите минерали. Наблюдават се симплектитови прораствания на магнетит и



Фиг. 11. Сборна типологична диаграма за циркони от плутоничните скали на Малкотърновския плутон

Fig. 11. Cumulative typological diagramme for zircons from rocks of the Malko Turnovo pluton

1 – алуминиеви левкогранити (aluminous leucogranites); 2 – автохтонни монцогранити и гранодиорити (autohtonous monzogranites and granodiorites); 3 – алуминиеви монцогранити и гранодиорити (aluminous monzogranites and granodiorites); 4 – калциево-алкални серии гранити (calc-alkaline series granites); 5 – субалкални серии гранити (sub-alkaline series granites); 6 – алкални серии гранити (alkaline series granites); 7 – толеитови серии гранити (tholeiitic series granites); Ms – граница на мусковитовите гранити (limit of muscovite granites); Ch – област на магматични чарнокитови гранити (area of magmatic charnokites)

пироксен всред реликти от оливин, които представят замествания на ромбичен пироксен или оливин. В около 2% от магнетитовите зърна се срещат включения от вретеновидни, лещовидни или финопластинчати отсмесвания от улвошпинелова фаза с ниска отражателна способност. Много по-често се наблюдават дебелопластинчати илменитови включения или зърнести сраствания между илменит и магнетит. Около желязо-титановите оксиди се развиват постмагматично титанитови корички, а магнетитът се замества по краищата на зърната и по мрежа от пукнатини от хематит. В монцонитите и кварцмонцонитите количеството на магнетита е около 1-1,5% и често се наблюдават и ксеноморфни зърна. Включенията от илменит са по-редки и по-дребни. В гранодиоритите и кварцмонодиоритите магнетитът е по-слабо представен – по-малко от 1%, а отделни зърна са с размери 0,01-0,5 mm. Тънкопластинчати включения от илменит са много редки. В кварцсиенитите и сиенитите магнетитът е в количество по-малко от 0,5% и по-голямата част от магнетитовите зърна не съдържат включения от илменит.

Съставът е изучен на основата на 36 броя електронно микросондови анализа (табл. 8), а на 4 броя проби е определен и параметъра на елементарната клетка по рентгенови данни – $a = 8,391-8,396 \text{ \AA}$.

Магнетитите от базичните скали на плутона се характеризират с повишени съдържания на Ti, Al, Mg и Cr, в сравнение с тези от останалите фази. Елементите-примеси V, Mn и Si са в ниски и близки количества в магнетитите от всички изучени скали. При разпада магнетит-илменит в магнетитите от пироксенитовите кумулати и габрата се концентрират Al и Cr, в тези от монцонитоидната фаза – Cr и Si, а в тези от кварцсиенитовата фаза – Al.

Геохимичните различия на магнетитите са изследвани с метода на кореспондентния анализ (David et al. 1977; Каменов,

Андреев, 1984). Основните изменения в състава се описват в равнината на I (63% от различията) и II (16%) фактори – фиг. 12. Главният фактор (I F) отразява състава на минералообразуващата магма и той влияе най-силно на магнетитите от базичната интрузивна фаза. Строежът на факторите, изразен само със значимите натоварвания при 95% ниво на значимост е както следва: $I F = Mn^{21}/(Cr^{126}, Ti^{100}, Mg^{66}, Al^{44})$ и $II F = (Cr^{47}, Mg^{38})/Ti^{78}$. Вторият фактор има само три значими натоварвания и е с локално значение. Той оказва влияние само върху разсейването на съставите на магнетитите от базичната фаза, като ефективно отделя полето на пироксенитите от това на габрата, което е с два клона, единият от които се влияе от Cr и Mg, ориентиран е към полето на пироксенита и се оформя от габропироксенитови състави, а другият се изтегля от Ti и Al и е по-типичен за магнетитите от обикновеното габро. Представата за кумулусен произход на пироксенитите добре се обвързва с микрохимичните особености на магнетитите им. Частичното или пълно припокриване на микросъставите на магнетитите от габрото, монцонитоидите, кварцсиенитите и порфирните скали свидетелства, че всички тези скални разновидности са обвързани с общ генетичен процес на еволюцията на Малкотърновския плутон.

Илменитите се срещат под формата на включения или пластинчати отсмесвания в магнетита. Най-големи количества и най-едри размери имат илменитите в габрата, а по посока на по-киселите и късни фази намаляват както размерите им, така и честотата на срещането. Разпадът илменит-хематит е най-ясно изразен в гранодиоритовите порфирити от IV фаза, а по направлението към габрата количеството на хематитовите отсмесвания намалява значително. Постмагматичното заместване на илменита от титанит се проявява във всички скални разновидности.

Съставът на илменитите е изучен на

Table 8. Chemical composition of selected magnetites from rocks of Malco Turnovo pluton

Rocks	pyroxenites			gabbro		monzonites		quartz-syenites		porphyry granodiorite
	Mt ₁	Mt ₃	Mt ₈	Mt ₁₂	115/95	Mt ₂₀	118/95	2/92	131/95	
Samples.	10-4/90			5/90	33-1/90	115/95	35-4/90	118/95	2/92	131/95
Analyses	Mt ₁	Mt ₃	Mt ₈	Mt ₁₂	Mt ₁₅	Mt ₂₀	Mt ₂₅	Mt ₃₅	Mt ₃₆	Mt ₃₄
Fe ₂ O ₃	63,00	61,16	64,96	65,19	67,46	65,04	64,80	66,1	67,52	66,55
FeO	31,68	31,83	31,89	32,14	31,15	31,67	32,03	37,1	30,76	31,68
TiO ₂	0,60	0,96	-	0,58	0,13	0,17	0,41	0,46	-	-
Al ₂ O ₃	1,28	2,75	0,84	0,90	0,52	0,97	0,92	0,46	0,50	0,70
V ₂ O ₃	0,42	0,53	0,54	0,88	0,39	0,40	0,64	0,24	0,39	0,38
MnO	0,20	-	0,20	0,17	-	-	-	0,14	0,16	0,17
MgO	0,29	0,64	-	-	0,53	-	-	-	0,31	-
Cr ₂ O ₃	1,93	1,98	-	-	0,40	0,47	0,25	0,18	-	0,08
SiO ₂	0,42	0,28	0,87	0,42	0,34	0,44	0,48	0,32	0,25	0,52
Total	99,82	100,13	99,30	100,27	100,92	99,16	99,54	99,60	99,89	100,08
Usq	1,72	2,72	-	1,67	0,37	0,49	1,19	1,33	-	-
aMt	0,90	0,85	0,97	0,94	0,97	0,95	0,95	0,97	0,98	0,97

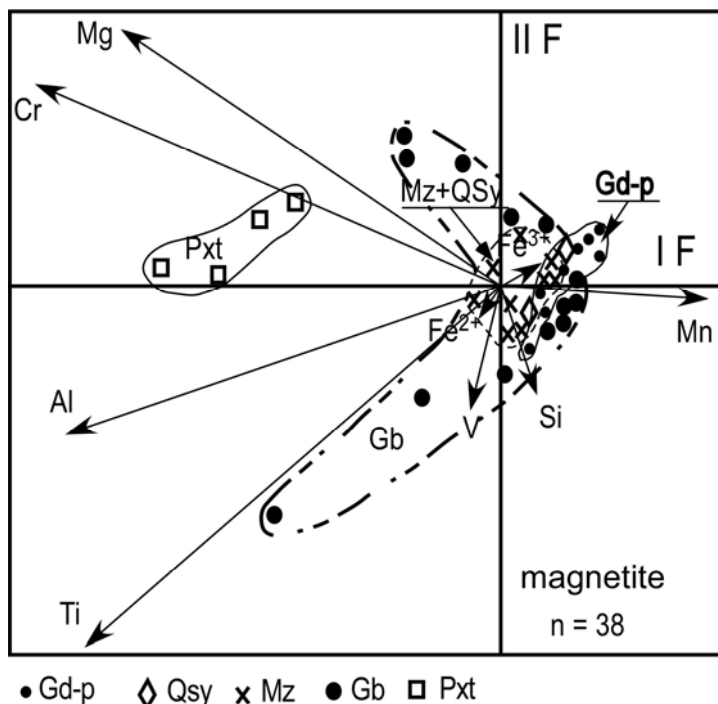
Usp – ульвошпинеллов компонент; aMT – активност на магнетитовия компонент;

Usp – ульвошпинелов компонент; aMT – magnetite activity

Таблица 9. Химичен състав на избрани илменити от скали на Малкотърновския pluton
 Table 9. Chemical composition of selected ilmenites from rocks of the Malko Turnovo pluton

Rock Sample	pyroxenites		gabbro		monzonites		quartz-syenites		porphyry granodiorite	
	10-4/90	3a/95	4-3/95	1191/95	35-4/90	1193/95	2/92	132a/95	16-1/90	K/92
Analysisi	Il ₂	Il ₄	Il ₈	Il ₁₂	Il ₁₆	Il ₂₂	Il ₂₅	Il ₃₆	Il ₃₅	Il ₃₁
FeO	32,94	37,39	29,44	36,16	32,90	34,07	34,93	35,1	23,08	26,16
Fe ₂ O ₃	7,92	6,09	11,88	9,61	8,72	6,77	12,07	6,38	24,14	14,47
TiO ₂	49,45	48,94	44,98	46,76	47,83	48,26	44,18	48,5	39,04	44,29
Al ₂ O ₃	0,59	0,41	0,45	0,20	1,08	0,39	0,40	0,26	0,79	0,40
V ₂ O ₃	1,39	1,46	1,11	1,04	0,79	0,33	1,33	0,29	0,21	-
MnO	2,77	3,08	11,11	6,12	5,38	8,94	5,41	8,75	10,12	13,27
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	5,09	2,21	0,31	-	2,89	0,52	-	-	1,17	0,42
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,37	-	0,87	-	0,59	-
SiO ₂	0,30	0,37	0,67	0,26	0,41	0,55	0,57	0,35	0,26	0,44
Total	100,45	99,95	99,95	100,15	100,37	99,83	99,76	99,63	99,40	99,45
Ilm	66,6	77,6	62,1	76,4	67,5	71,7	74,0	74,4	48,9	55,5
Pyroph	5,7	6,4	23,7	13,1	11,2	19,0	11,6	18,8	21,7	28,5
Hem	7,2	5,7	11,3	9,1	8,0	6,4	11,5	6,1	23,0	13,8
Geik	18,3	8,2	1,2	-	10,6	1,9	-	-	4,4	1,6

Компонентен състав на илменита: Ilm – илменитов; Pyroph – пирофанитов; Hem - хематитов; Geik – гейкилитов.
 Ilmenite components: Ilm – ilmenite; Pyroph – pyrophanite; Hem – hematite; Geik – geikilite.

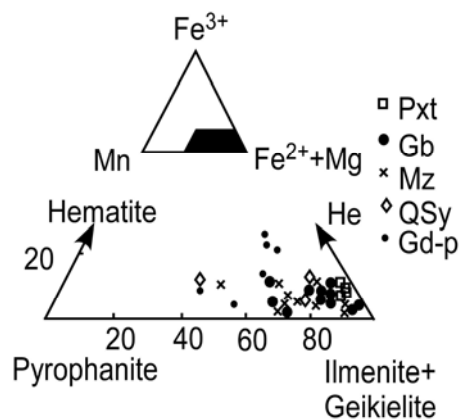


Фиг. 12. Факторна диаграма за състава на магнетити (n = 38 броя проби) в рамките на I и II фактори, метод на кореспондентния анализ

Fig. 12. I vs II factors diagram (Correspondence Factor Analysis) for magnetites

Pxt – пироксенити (pyroxenites); Gb – габро (gabbro); Mz – монзонити (monzonites); QSy – кварцсиенити (quartz-syenites); Gd-p – гранодиоритови порфири (granodiorite porphyries)

основата на 42 броя микросондови анализа (табл. 9, фиг. 13). Най-съществен примес е Mn, който е установен в илменитите от всички плутонични скали (MnO=1,79-23,31%). Постоянно, но в малки количества присъства Si, а в около половината от изследваните зърна са установени Mg, V, Cr, докато Ca се среща епизодично. Съдържанието на пирофанитова компонент нараства от 5,7-6,4 мол % в илменитите от пироксенитовите кумулати, през 3,8-25,1 мол % в тези от габрата, 4,8-36,9 мол % в тези от монзонитоидите до 14,4-46,6 мол % в кварцсиенитите и стига до 18,2-49,9 мол % в гранодиоритовите порфири от IV фаза. Обратно, гейкиелитовият компонент на илменитите е най-висок в илменитите от пироксенитите и постепенно намалява в илменитите от среднокиселите скали. Най-високи са съдържанията на хематитов



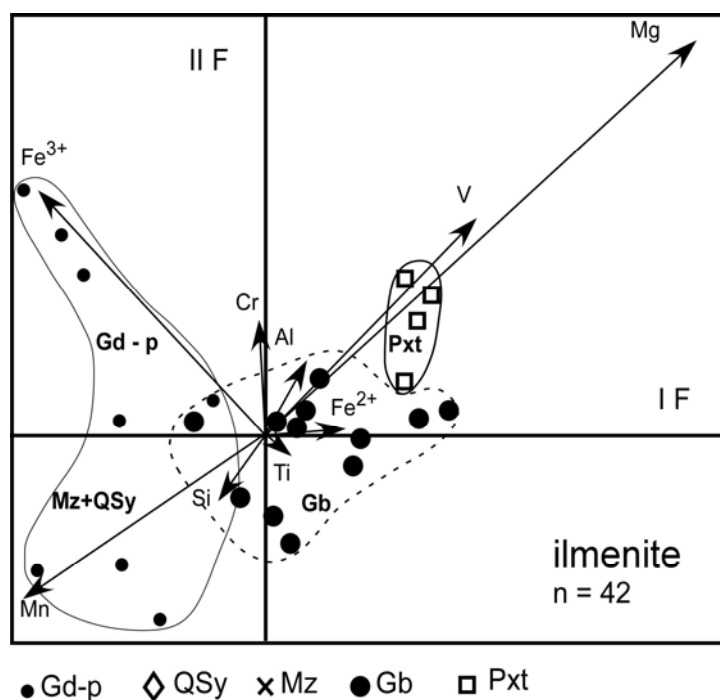
Фиг. 13. Компонентен състав на илменити. Съкращения както на фиг. 12

Fig. 13. Component composition of ilmenites. Abbreviations as in Fig. 12

компонент в илменитите от IV фаза, а най-ниски – в габрата и пироксенита. Най-характерни елементи-примеси в илменита на базичните скали от плутона са Al, Mg и Ca, а при тези от среднокиселите скали – Mn, Si и Fe^{3+} . След разпада илменит-магнетит в илменитите се концентрират V, Mn и Mg, в тези от кварцсиенитите – Mn и Si, а в тези от гранодиоритовите порфири – Mn.

Основните тенденции в измененията на съставите на илменитите са проследени с метода на кореспондентния анализ. Структурата на главните фактори изразена само от значимите натоварвания при ниво $t_{0,05}$ е I F = $(\text{Mg}^{85}, \text{V}^{41})/(\text{Mn}^{50}, \text{Fe}^{3+ 44})$, а на II F = $(\text{Mg}^{72}, \text{Fe}^{3+ 45}, \text{V}^{40})/\text{Mn}^{31}$. I фактор обяснява 48,8% от вариациите в състава, а II фактор –

29 %. Полето на илменитите от пироксенита (фиг. 14) се отделя по посока на променливите Mg и V. Илменитите от останалите разновидности плутонични скали припокриват частично полетата си, но може да се забележи определена последователност от базичните към киселите разновидности, свързана с нарастване на количеството на Mn и Fe^{3+} в илменитите в кварцсиенитите и гранодиоритовите порфири.



Фиг. 14. Факторна диаграма за състава на илменити в рамките на I и II фактори (метод на кореспондентния анализ). Съкращенията са както на фиг. 12

Fig. 14. I vs II factors diagram (Correspondence Factor Analysis) for ilmenites. Abbreviations as in Fig. 12

въздействия върху магматичните илменити. Широката проява на постмагматично заместване на илменитите от хематит, рутил и титанит е част от подобно флуидно въздействие върху скалите и може да бъде използвано като индикатор за наличието на хидротермални рудни минерализации, генетично свързани с плутоничната магмена система.

Извършените термометрични оценки (Ghiorso, Sack, 1991; Bacon, Hirschmann, 1988) по съставите на равновесно кристализирали магнетити и илменити показват, че един от последните актове на субсолидусното им уравновесяване е протекъл в постмагматични условия при температура $T < 500^{\circ}\text{C}$ и $f\text{O}_2$ под магнетит-хематитовия буфер.

Изводи

1. Скалното многообразие в Малкотърновския плутон е резултат няколкофазна интрузивна дейност на Малкотърновската рудно-магматична система, включваща внедряването на следните плутонични импулси: базити, монцитонитоиди, кварцсие-нители и порфирни, предимно кисели скали.
2. В съставите на скалообразуващите минерали са кодирани процеси на кристализационна диференциация и хибридизация от смесване на магми.
3. Част от скалообразуващите минерали на плутоничните скали са претърпели постмагматично преуравновесяване и флуидна преработка.
4. Макро и микросъставът на минералите е типичен за геодинамичната обстановка на островно-дъгов магматизъм и има подобия с минералния състав на други плутони от източната част на Средногорската структурна зона.
5. Петрографската новоизведена номенклатура и минералният състав на скалите разкриват белезите на две петрохимични тенденции в еволюцията на породилите ги

магми – преходно-алкална и нормална калциево-алкална.

Допълнителни аргументи за магматичната еволюция трябва да се потърсят в интерпретацията на новата банка от химични състави на скалите, попълнена по време на комплексната ни разработка. Анализът на тези съвременни данни предстои да бъде направен в следваща публикация.

Благодарности: Изследванията са финансирани от Договор № 8/1996 с бившия Комитет по геология и минерални ресурси. Помощта на Ц. Станимирова при рентгено-структурните анализи на калиевите фелдшпати, на С. Владимирова при разделянето на мономинералните фракции, на Х. Станчев при микропробните анализи, на А. Андреев при факторния анализ и на З. Илиев, П. Петров, Р. Илиев, В. Владимиров, Д. Драганов в полевата работа ценим високо.

Литература

- Атанасов, В., И. Бонев. 1979. Върху бисмутовата минерализация в медните и медно-железните находища от Малкотърновското рудно поле. *Спис. Бълг. геол. д-во*, **40**, 2, 15-39.
- Атанасов, В., И.И. Бонев. 1983. Халкопирит-борнитов тип постскарнова медна минерализация в находищата от Малкотърновското рудно поле, Югоизточна България. *30 год. ВМГИ*, 69-77.
- Бончев, Г. 1923. Скалите в Малкотърновска и Василиковска околии. *Спис. БАН*, **25**, Природ.-матем. фак., 12, 1-44.
- Василев, Л. 1979. Парагенези на магнетитовата интра- и перимагматична рудоносна формационна редица в Странджа планина. *Спис. Бълг. геол. д-во*, **40**, 1, 109-114.
- Василев, Л. 1986. Нов поглед върху метало-генията на Странджа. *Странджанско-Сакарски сборник*, IV, **6**, 63-72.
- Василев, Л., П. Лилов. 1971. Данные об абсолютном возрасте некоторых „Ларамийских“ интрузивов Восточного Среднегорья. *Докл. БАН*, **24**, 3, 341-343.
- Василев, Л., М. Стайков, В. Иванова-Панайотова, Хр. Нечев. 1964. Скарни и руди в ореола на Малкотърновския плутон, Странджа

- планина. *Сборник в чест на Й. Йовчев*, С., Техника, 277-348.
- Велчев, Ц., Б. Маврудчиев, Б. Каменов, Ив. Петков, П. Ножаров, Д. Дамянов, Х. Генчев, 1976. Глубинное строение и позднеальпийский магматизм в Юго-Восточной Болгарии. *Год. Соф. унив., ГГФ, 1 – геология*, **67**, 249-294.
- Владимиров, В., З. Илиев. 2001. Петрофизична характеристика на скалите от Малкотърновския плутон и неговата рамка. *Год. Соф. унив., ГГФ, 1 – геология*, **91**, 147-155.
- Дабовски, Х. 1988. *Пукнатинни интрузии в Средногорieto*. С., БАН, 180 с.
- Иванова-Панайотова, В. 1971. Объемно-энергетичен анализ на скарнообразователните процеси в някои магнезиално-скарнови находища в Югоизточна България. *Изв. Геол. инст., сер. Геох., минер. и петрол.*, **22**, 139-146.
- Иванова-Панайотова, В. 1972. Върху минераложката характеристика на магнезиално-скарновите находища в Югоизточна България. *Изв. Геол. инст., сер. Геох., минер. и петрол.*, **22**, 125-138.
- Иванова-Панайотова, В., М. Стайков. 1969. Някои особености в зоналността и химизма на скарновите находища в Странджанския антиклинорий. *Изв. Геол. инст., сер. Руд. и неруд. пол. изкоп.*, **18**, 57-72.
- Йорданов, Й. 1987. Прояви на грайзенизация в киселите наставки на Малкотърновския плутон и техния контактен ореол. *Втора нац. млад. школа по геология*, **8**, 25-31.
- Йорданов, Й. 1988. Високотемпературните метасоматити и връзката им с медно-волфрам-молибденовите рудявания в находище „Бърдце“, Малкотърновско рудно поле. *Автореф. канд. дисерт.*, 36 с.
- Каменов, Б.К. 1997. Омано-Факийският плутон – типичен преходноалкален веществен тренд. В: *Соф. унив. Юбил. сб. 50 год. спец. геология*, 99-101.
- Каменов, Б.К. 2000. Рудномагматичната система на Гранитовския плутон: II. Скалообразуващите минерали. *Год. Соф. унив., ГГФ, 1 – геология*, **93**, 117-142.
- Каменов, Б.К. 2002. Нов поглед върху петрологията на Омано-Факийския плутон, Югоизточна България: I. Скалното разнообразие и фелдшпатите. *Год. Соф. унив., ГГФ, 1 – геология*, **95**, 133-156.
- Каменов, Б.К. 2004. Нов поглед върху петрологията на Омано-Факийския плутон, Югоизточна България: II. Фемичните минерали като индикатори на магматичната еволюция. *Год. Соф. унив., ГГФ, 1 – геология*, **97**, 117-147.
- Каменов, Б.К., А. Андреев. 1984. Петрохимична еволюция на главните елементи от скалите на Вършилския плутон (Северна Странджа, България) по резултати от метода на кореспондентния факторен анализ. *Год. Соф. унив., ГГФ, 1 – геология*, II, **78**, 171-213.
- Каменов, Б.К., И.В. Вергилов, Л.Г. Христов, К.Т. Тодоров, Е.Я. Славова. 1984. Петрогенетично значение на фелдшпати от Вършилския плутон, Северна Странджа. *Год. Соф. унив., ГГФ, 1 – геология*, **78**, 104-121.
- Попов, П., А. Чанев. 1980. Структура на Малкотърновския интрузив и значението му за локализация на медните рудявания. *Год. ВМГИ, 2 – геология*, **26**, 27-39.
- Стайков, М. 1971. Критерии за прогнозиране на рудявания в Малкотърновското рудно поле. *Рудодобив*, **4**, 3-6.
- Стайков, М. 1972. Структури на контакт-метасоматичните находища в Странджанския антиклинорий. *Изв. Геол. инст., сер. Руд. и неруд. пол. изкоп.*, **21**, 83-94.
- Стайков, М. 1974. Генетическият закон при контакт-метасоматических процесах. В: *Пробл. рудообраз.*, 131-132.
- Стайков, М. 1981. Литоложки фактори обуславящи процесите на скарниране и рудообразуване в находище „Малко Търново“. *Канд. дисерт.*, 208 с.
- Стойнов, С., М. Стойнова. 1972. Процеси, стадий и генезис на постмагматичното рудообразуване в находищата Младеново и Пропада. *Рудодобив*, **1**, 1-4.
- Стойнов, С., М. Стойнова, Г. Ярмов, Г. Райнов. 1971. Фактори, контролиращи рудяванията в участъците „Младеново“ и „Пропада“. *Рудодобив и металургия*, **10**, 1-4.
- Тарасова, Е., Зд. Илиев, Р. Илиев. 1997. Шлиховото злато от Малкотърновското рудно поле. В: *Соф. унив. Юбил. сб. 50 год. спец. геология*, 47-50.
- Тарасова, Е., М. Тарасов. 1998. Акцесорни Fe-Ti оксиди от Малкотърновския плутон, Източно Средногорие. *Геохим., минерал. петрол.*, **34**, 43-50.

- Чаталов, Г. 1985. Стратиграфия триасовых отложений Странджанского типа (Странджанские горы, Юго-Восточная Болгария). *Geol. Balcanica*, **15**, 6, 3-38.
- Чаталов, Г. 1990. *Геология на Странджанската зона в България*. Изд. БАН, 271 с.
- Янишевски, А. 1946. Кратко изложение върху геологията на Странджа планина. *Год. Дир. геол. и минни проучв.*, отдел А, **4**, 380-388.
- Bacon, C., M. Hirshmann. 1998. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Amer. Mineral.*, **73**, 57-61.
- Barbarin, B. 1988. Use of zircon typology for the study of some granites from the Massif Central, France. *Rendiconti Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **104**, 208-224.
- Čatalov, G. 1983. New data on the age of the rocks of the Veleka group (Strandza Mountain). *C. R. Acad. bulg. Sci.*, **25**, 11, 927-930.
- Chatalov, G. 1980. Two facies types of Triassic in Strandja Mountain, SE Bulgaria. *Riv. Ital. Paleont.*, **85**, 3-4, 1019-1046.
- Dabovski, C., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavroudchiev, G. Stanisheva-Vassileva, Y. Yanev. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. *Geol. Balcanica*, **21**, 4, 3-15.
- David, M., M. Dagbert, V. Beanchemin. 1977. Statistical analysis in geology: correspondence analysis method. *Quart. Colorado School Min.*, **72**, 1, 60 p.
- Foster, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctaedrical micas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, **354B**, 11-49.
- Ghiorso, M., R. Sack. 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: Thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 485-510.
- Kamenov, B.K., E. Tarassova, R. Nedialkov, B. Amov, P. Monchev, B. Mavroudchiev. 2000a. New radiometric data from Late Cretaceous plutons in Eastern Srednogie area, Bulgaria. *Geochem. Mineral. Petrol.*, **37**, 13-24.
- Kamenov, B.K., C. Dabovski, A. Harkovska, Y. Yanev, G. Stanisheva, B. Mavroudchiev. 2000b. Late Cretaceous and Tertiary magmatism and related metallogeny of Bulgaria: Review and problems. *ABCD-GEODE 2000 Workshop, Borovetz, Bulgaria*, Abstracts, p. 33.
- Leake, B.E. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the IMA CNMMN. *Eur. J. Mineral.*, **9**, 623-651.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Forsch. Miner.*, **66**, 2, 237-252.
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207-220.
- Pupin, J.P., C. Turco. 1972. Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Crystallogr.*, **95**, 348-395.
- Smith, J.R. 1974. Feldspar minerals. I. Crystal structures and physical properties. Heidelberg, N.Y., Berlin, Springer-Verlag, 627 p.
- Spear, F.S., C. Kimball. 1984. RECAMP – A Fortran IV Programme for estimating Fe³⁺ contents in amphiboles. *Computers & Geosciences*, **10**, 317-325.
- Stewart, D.B., T.L. Wright. 1974. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and the relationship of strained all parameters to bulk composition. *Bull. Soc. Franc. Mineral. Crystallogr.*, **97**, 356-377.
- Wright, T.L. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar: II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurements of 2θ values for three reflections. *Amer. Mineral.*, **53**, 88-101.

Примета на 03. 04. 2006 г.

Accepted April 04, 2006