

Ереванский государственный университет

ГЕВОРКЯН Р. Г., КЛИШ И.

**Геохимические особенности и петрогенезис
магматических пород Гарца (Германия)
и Базумо-Памбакской области (Армения)**



ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ

ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ Ռ. Գ., ԿԼԻՇԻ.

Հարցի (Գերմանիա) և Բազում-Փամբակի (Հայաստան) մագմատիկ ապարների
երկրաքիմիական առանձնահատկությունները և պետրոգենեզիսը

Երևան, ԼԴԻՏ ՊՐԻՆՏ, 2009

5694
YEREVAN STATE UNIVERSITY

GEVORKYAN R.G., KLISCH I.

Geochemical peculiarities and petrogenesis of magmatic rocks of Harz (Germany)
and Bazum-Pambak region (Armenia)

Yerevan, EDIT PRINT, 2009



УДК 550.4 (479.25)

ББК 26.301(2Ар)

Г 276

Рецензенты: доктор геологических наук Ахвердян Л.А.
кандидат геолого-минералогических наук Даниелян К.А.

Геворкян Р. Г., Клиш И.

Г 276 Геохимические особенности и петрогенезис магматических пород Гарца (Германия) и Базумо-Памбакской области (Армения). Ер.: ЭДИТ ПРИНТ, 2009, 307с.

В предлагаемой книге сделана попытка приложить парагенетический анализ минералов и геохимические особенности распределения породообразующих и редких элементов, а также металлов в гранитоидных породах плутонов Брокен, Рамберг, Окер и др. Гарца (ФРГ), слагающих глубоко дифференцированный палеозойский магматический комплекс и в палеогеновом комплексе щелочных пород Базумо-Памбака (центральная Армения – массивы Тежсар, Бундук, Гарнасар), с целью выяснения путей магматической эволюции и решения важнейшей проблемы их происхождения.

Авторами на примере Базумо-Памбакской области, а также впервые и для Гарца, разработан и предложен принципиально новый процесс формирования базальтоидных щелочноземельных и щелочных серий, названный согласно терминологии Д.С. Коржинского «*изотермической апотектической кристаллизацией*».

Петрологические, минералогические и геохимические исследования пород магматических комплексов Гарца и Армении способствуют выяснению типа исходной магмы и путей ее эволюции и направлению дальнейших металлогенических построений при организации поисковых работ с учетом установления *специализации* магматических пород в отношении ряда металлических полезных ископаемых.

Кроме того авторами проведен сравнительный анализ развития гранитоидных пород Гарца (ФРГ) и щелочных пород центральной Армении.

Книга предназначена для широкого круга геологов-специалистов, магистрантов и аспирантов, научных работников и предпринимателей.

УДК 550.4 (479.25)

ББК 26.301(2Ар)

ISBN 978-9939-52-164-0

© ГЕВОРКЯН Р. Г., КЛИШ И., 2009
rgzv@ysu.am & irina.klish@kreis-hz.de

ВВЕДЕНИЕ

Петрогенезис и геохимические особенности формирования базальтоидных магматических комплексов представляют одну из самых актуальных проблем современной геологии. Параллельно с одной из важнейших областей геохимии – исследованием распределения и поведения ряда редких и рассеянных элементов и металлов в ходе дифференциации магматических расплавов в современной петрологии наметилось новое направление – физико-химический анализ парагенетических ассоциаций минеральных фаз.

Парагенетический анализ минералов в качестве метода физико-химических петрологических исследований берет свое начало в работах В.М. Гольдшмидта и П. Эскола, однако только идеи и фундаментальные работы Д.С. Коржинского превратили его в надежное орудие, служащее решению важнейших петрологических проблем. Эти исследования были развиты в работах В.А. Жарикова, А.А. Маракушева, Д.Б. Томпсона, А.С. Павленко, Л.Л. Перчука и др.

В предлагаемой книге сделана попытка применить парагенетический анализ минералов и геохимические особенности распределения пороодообразующих и редких элементов, а также металлов в породах, слагающих глубоко дифференцированные магматические комплексы для выяснения путей магматической эволюции и решения важнейшей проблемы происхождения гранитоидных пород плутонов Гарца (Брокен, Рамберг, Окер и др. массивы), а также щелочных пород Армении (Базумо-Памбакская область).

Петрологические, минералогические и геохимические исследования пород магматического комплекса Гарца и центральной Армении (ц. Арм.) способствуют выяснению типа исходной магмы и путей ее эволюции. Результаты изучения будут содействовать определению дальнейших направлений металлогенических построений при организации поисковых работ с учетом установления *специализации* магматических пород Гарца и ц. Арм. в отношении ряда металлических полезных ископаемых.

Одной из составных частей исследования является изучение и выявление на основе детальных геологических и минералого-петрографи-

ческих исследований связи между парагенетическими ассоциациями минералов и условиями кислотности-щелочности, температуры, состава родоначального расплава и т.п. Это стало возможным лишь при широком использовании разработанного Д.С. Коржинским метода физико-химического анализа парагенезиса минералов.

Исходными представлениями являются идеи А.П. Виноградова о том, что базальтовая магма в целом является результатом дифференцированного выплавления из перидотитовой оболочки. Отправной платформой при рассмотрении развития базальтоидных серий является теория *кристаллизационной дифференциации*. Исходя из последней, а также из обнаруженных петрографически фундаментальных фактов ненормального (обратного) порядка кристаллизации минеральных фаз, обратной зональности плагиоклазов и др., под руководством А.С. Павленко был разработан и предложен на примере Базумо-Памбакской области, а также впервые и для Гарца, принципиально новый подход к процессу формирования базальтоидных щелочноземельных и щелочных серий, названный согласно терминологии Д.С. Коржинского «*изотермической апотектической кристаллизацией*».

В результате исследований стало очевидным, что анализ минеральных парагенезисов и петрохимии комагматичных пород Гарца с позиций принципов кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах и эвтектической кристаллизации демонстрирует участие в их формировании двух процессов. *Апотектическая кристаллизация* (изотермическая при изменении щелочности) ответственна за расщепление родоначального щелочно-земельного расплава на ранние более основные дифференциаты и остаточный трахитовый расплав, из последнего формировались две эвтектические щелочные субсерии (с дефицитом или избытком SiO_2). Следствием подобного расщепления является *петрохимический разрыв* между апотектической и щелочными субсериями и между последними и родоначальной эвтектической щелочно-земельной серией.

Строгое разделение в поведении ряда элементов при действии механизма процесса апотектической кристаллизации имеет, кроме теоретического, также практическое значение и подводит к мысли о *металлогенической специализации*.

При анализе с позиции апотектической кристаллизации путей формирования базальтоидных континентальных серий ц. Армении, безусловно, не могли пройти мимо широко дискутируемой в литературе проблемы соотношения щелочно-земельной (толеитовой) и щелочной (оливин-щелочно-базальтовой) магм. Вся сумма полученных данных на примере совместного развития упомянутых серий свидетельствует о *зависимом* их зарождении и развитии, что согласуется с представлениями Ю.М. Шейнманна о эволюции базальтоидов.

Наиболее полно особенности толеитовых щелочно-базальтоидных серий Гарца и Армении раскрываются и объясняются упомянутым процессом апотектической кристаллизации, который предусматривает расщепление исходной толеитовой магмы в условиях повышенной калиевой щелочности на ранние дифференциаты габбро-перидотитового и габбро-пироксенитового состава и остаточный трахитовый расплав.

Кроме того, проведен сравнительный анализ развития щелочных пород центральной Армении и гранитов Гарца, что еще более расширяет и дополняет наши генетические построения.

Авторы благодарят официальных рецензентов Л. Ахвердяна, К. Даниеляна и сотрудников И. Давидян, Т. Лорсабяна, Н. Дубину за неоценимый вклад при подготовке и издании книги.

Символы минералов

1	Ab	Альбит	39	Gr	Гранат
2	Act	Актинолит	40	Grün	Грюнерит
3	Am	Амфибол	41	Gas	Гастингсит
4	An	Анортит	42	Heм	Гематит
5	Ans	Анальцим	43	Hrn	Роговая обманка
6	And	Андалузит	44	Hyp	Гиперстен
7	Anr	Анкерит	45	Il	Галит
8	Ant	Антофиллит	46	Im	Ильменит
9	Ap	Апатит	47	Ks	Кальсилит
10	Ar	Арагонит	48	Ky	Кианит
11	Ac	Акмит	49	Ksp	КПШ
12	Aug	Авгит	50	Kr	Калиофилит
13	Andr	Андрадит	51	Law	Лавсонит
14	Aeg	Эгирин	52	Lc	Лейцит
15	Be	Берилл	53	Me	Мелилит
16	Bi	Биотит	54	Mt	Магнетит
17	Cal	Кальцит	55	Mu	Мусковит
18	Can	Канкринит	56	Mkg	Микроклин
19	Cd	Корунд	57	Ne	Нефилин
20	Chd	Хлоритоид	58	Ns	Нагр-силикат
21	Chl	Хлорит	59	Nc	Нагр-карбонат
22	Cor	Кордиерит	60	Ol	Оливин
23	Cpx	Моноклинный пироксен	61	Orx	Ромбический пироксен
24	Cum	Куммунгтонит	62	Or	Ортоклаз
25	Cz	Клиноцоизит	63	Par	Паргасит
26	Crn	Хромит	64	Pl	Плагиоклаз
27	Dol	Доломит	65	Pu	Пумпелинит
28	Di	Диопсид	66	Px	Пироксен
29	En	Энстатит	67	Pyg	Пижонит
30	Ep	Эпидот	68	Pt	Пирит
31	Eg	Энигматит	69	Pf	Перовскит
32	Flu	Флюорит	70	Q	Кварц
33	Fsp	Щелоч. полев. шпат	71	RA	Ромбический амфибол
34	Fs	Ферросилит	72	Ru	Рутил
35	Fo	Форстерит	73	Sap	Сапфирин
36	Fa	Фаялит	74	Sc	Скаполит
37	G	Графит	75	Ser	Серпентин
38	Ged	Жедрит (Геденбергит)	76	Sil	Силлиманит

Символы минералов

77	Sl	Сфалерит	85	Tr	Троилит
78	Sm	Стильпномелан	86	Tu	Турмалин
79	Sod	Содалит	87	Tn	Титанит
80	Sp	Шпинель	88	Th	Тенардит
81	Spe	Спекулярит	89	Zr	Циркон
82	Sph	Сфен	91	Usp	Ульвошпинель
83	Sta	Ставролит	92	Wo	Волластонит
84	Ta	Тальк			

Геологическая позиция магматического комплекса Гарца (ФРГ)

Горный массив Гарц располагается в северной части территории Германии и занимает геологическую позицию между Рейнскими складчатыми горами и глыбой Флейтинг-Росслау. В административном отношении Гарц относится к федеральным землям Нижняя Саксония, Заксен-Анхальт и Тюрингия (рис. 1).



Рис. 1. Карта географической позиции Гарца [109].

В геоморфологическом отношении современная поверхность горного массива Гарц представляет собой ступенчатое вложение concentric поднятий от периферии к центру. Это особенно бросается в глаза при подходе к Гарцу с северо-востока, где всхолмленная до 250 м равнина уступообразно переходит в высокогорье, венчающееся горой Брокен (1142 м).

Породы Гарца составляют геологически жесткий горстовый сильно метаморфизованный верхнепалеозойский комплекс, в котором преимущественно развиты девонские и нижнекарбоновые образования. В геологическом строении Гарца различают три крупные морфологические единицы, маркируемые региональными нарушениями.

Верхний Гарц (Oberharz): девонская седловина верхнего Гарца, массив Иберг, складчатая зона Клаусталья, диабазовый пояс верхнего Гарца, мульда Зезе, пояс Аккер-Брухберг.

Средний Гарц (Mittelharz): мульда Зибер, складчатая зона Бланкенбурга, комплекс Эльбингероде, кульмские граувакки пояса Танне.

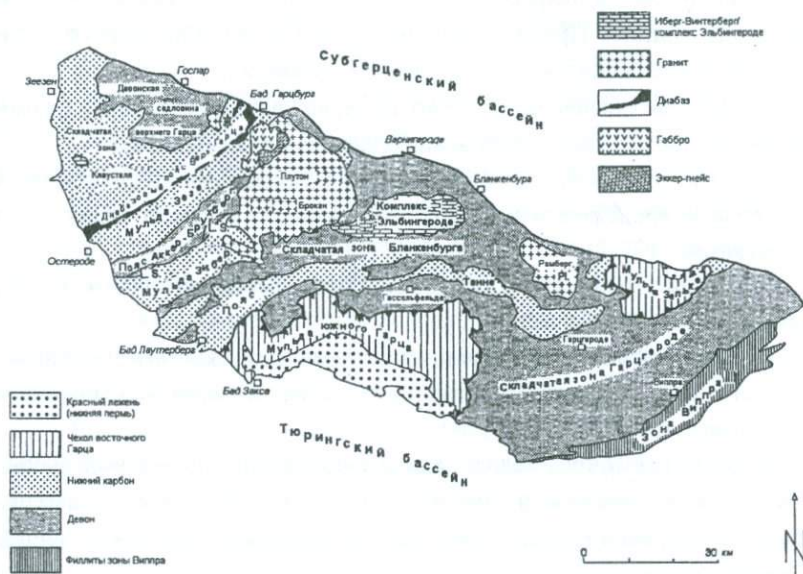


Рис. 2. Геологическая обзорная карта Гарца [109].

Нижний Гарц (Unterharz): мульда южного Гарца, мульда Зельке, складчатая зона Гарцгероде, метаморфическая зона Виппра.

Из глубинных магматитов в Гарце расположены: плутон Рамберг, плутон Брокен с габбровым массивом Гарцбург и метаморфическая глыба гнейсов Эккер, массив Окер.

В пределах Гарца в настоящее время выделяются 14 самостоятельных в геологическом отношении зон. Их современные очертания сформировались в течение всей эволюции уже на ранних стадиях орогенеза в ходе осадкообразования и проявления магматизма (рис. 2). Каждая из зон тщательно изучена, а описание их по данным предыдущих исследователей приведено в последней сводной работе.

Стратиграфия. Оставляя в стороне детализацию геологического строения этих зон, обратимся к краткому анализу стратиграфического расчленения всего массива Гарц в целом. Стратиграфический разрез снизу вверх представлен следующими периодами.

а) *Алгонкий.* Представлен граувакковыми гнейсами, метаграувакками с филлитами, метакремнистыми и зелеными сланцами метаморфической зоны Виппра. Предположительно присутствующие зеленые сланцы также могут относиться к докембрию (?) и кембрию.

б) *Ордовик* (лланвирн). Состоит из серий глинистых сланцев с кварцитами (впервые описаны образования ордовика в зоне Виппра).

в) *Силур.* Образования обнажены вдоль так называемой «силуровой оси» Гарца и представлены тонкоплитчатыми глинистыми сланцами и известняками.

г) *Девон.* Выражен в пределах Гарца рейнской и герцинской фациями сланцевых отложений.

Нижний девон представлен глинистыми известковыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, кварцитами, известковыми песчаниками и граувакками.

Средний девон представлен (снизу вверх) комплексом стрингоцефаловых рифовых известняков комплекса Рюбеланд–Эльбингероде, виссенбахскими сланцами и вулканогенными образованиями мощных излияний диабазов и кератофилов.

Верхний девон характеризуется еще более пестрой сменой фаций. Между виссенбахскими сланцами среднего и верхнего девона располагаются мандельштейновые диабазы и серые до темно-зеленых диабазовые туфы.

д) *Карбон* расчленен на нижний (*динант*) и верхний. Основной процесс горообразования в Гарце приходится на верхний карбон. Гамма интрузивов начинается с внедрения сложнодифференцированных интрузивных массивов, входящих в общую систему магматитов Окера, Брокена, Гарцбурга и Рамберга. Керсантиты дайки Боде являются самыми древними жильными породами, возникшими фактически до начала варисцийской складчатости. Магматизм завершается в пермо-карбоне внедрением гранитов Ильзештейна, риолитовыми и кварц-порфиоровыми породами массивов Равенсберга и Ауэрберга.

е) *Пермь* несогласно слагает ядра структур и расчленена на *нижний (красный лежесь)* и *верхний (цехштейн)* отделы.

ж) *Мезозой (триас, юра, мел)*. Породы характеризуются значительным развитием континентально-морских отложений. Последние, как и последующие третичные и четвертичные отложения, перекрывают трансгрессивно эвгеосинклинальные осадки палеозоя.

Тектоника. Среднеевропейская варисцидская эвгеосинклиналь разделяется *Среднегерманским кристаллическим порогом* на две системы трогов: на ЮВ расположен *Саксотюрингско-Судетский трог*, на СЗ – *Реногерцинский трог*. К последнему принадлежат Эйфель, Рейнские сланцевые горы, возвышенный пояс Флейтинг–Росслау и Гарц.

Гарц является частью древних варисцидских складчатых гор. Основной процесс горообразования здесь приходится не на отрезок времени нижний–верхний карбон («судетская фаза»), как ранее представлялось, а только на *верхний карбон*, то есть варисцидская тектоника, представленная в ядре структур Гарца, и явилась результатом «*астурийской фазы*» (Westfal–Stefan).

Вся варисцидская тектоника обладает «*рудногорской*» ЮЗ–СВ направленностью, в то время как вытянутый контур Гарца продолжает оставаться типичным для герцинид СЗ–ЮВ. Современный тектонический облик Гарца сформировался также под воздействием более поздних эпигенетических движений в третичное и даже четвертичное время. К концу *плиоцена* в Гарце произошло глыбово-тектоническое омолаживание, при котором сильно выявились подъем и выпуклость рельефа, а также слабое блоковое расщепление. Особенно на ЮЗ заметна тектоническая деятельность «*заальской фазы*».

Главной для Гарца является *варисцидская складчатость*, в период которой наиболее интенсивно и проявился магматизм. После процессов складчатости в верхнем карбоне и нижней перми (отэн) начался процесс поднятия Гарца. С этим связана германотипная тектоника растяжения, по разломам которой произошел подъем магматических расплавов. При этом в нижней перми доминируют два направления: СЗ–ЮВ простирания (*герцинское*) и С–СЗ простирания (*эггическое*). Многофазовое внедрение массивов гранитов Брокена и Рамберга связано с нарушениями *рейнского*

и *эггического* простираций. Сравнительно молодой массив гранитов Ильзештейна внедрился по *герцински*-ориентированным разломам. *Рейнское* направление было активным как в период стефанского яруса (плутон Рамберг), так и в отэне (Ауэрберг). В глубинных этажах плутона Рамберг преобладали *рейнские* магмоподводящие зоны. *Эггическое* же направление ответственно за размещение гранита Рамберг на современном уровне. Каждая тектоническая автономная единица Гарца выделяется своими четкими разрывными элементами.

Особую тектоническую проблему для Гарца представляет его чешуйчатое строение. Есть представление по Коссмату о покровно-надвиговом альпийском характере строения. В его понимании автохтонным оставался лишь верхний Гарц, в то время как средний и нижний состояли из покровов тектонически различного облика (как «плита нижнего Гарца» и «плита-ступень»), а их коренная часть располагалась в районе зоны Виппра. При этом комплекс отложений Эльбингероде и зоны Танне рассматривались как «*тектонические окна*» структур автохтонного происхождения. Другие же упомянутые области носили надвиговой характер с шагом надвига покровов или плит 50–60 км.

По общему плану строения Гарц воспринимается как автохтонный горный массив с отчетливой дисгармоничностью складок СЗ-простираения и сильной деформацией фациальных отложений. В широтном плане интенсивность складчатости сильно возрастает в ЮВ направлении вдоль массива. Кроме различных пликативных элементов, детали которых подробно описываются в специальных работах по тектонике Гарца, особое место принадлежит целому ряду дизъюнктивных нарушений, составляющих тектоническую картину. К ним относятся древние тектонические глубинные региональные нарушения – *линеаменты*.

Примечательно, что пересечения подобных глубинных структур послужили местом внедрения синорогенных плутонов Гарца – Брокена и Рамберга.

Основной геотектонической проблемой является установление участия тектоники плит в варисцидах Мезоевропы. По современным представлениям Мезоевропа является той частью континента, которая сложнее всего поддается интерпретации относительно модели тектоники

плит. Долгое время применение этой модели к европейским варисцидам ставилось под сомнение. Ведется дискуссия не о том «действительно ли», а «каким образом» произошло образование варисцид с применением вышеназванной модели развития коры и тектоностратиграфии.

Древнепалеозойское развитие. Исходя из классической концепции Коссмата среднеевропейские варисциды подразделяются на зоны, выраженные различиями в условиях отложения, литологии и тектонических структур формирования. Речь идет о зонах Молданубикума, Саксотюрингикума и Реногерциникума. Эти зоны простираются в средней Европе с юго-запада на северо-восток («варисцийское рудногорское» простираение). Они интегрируются в моделях тектоники плит для Молданубикума и Саксотюрингикума и являются частями комплексного малого континента Арморика. Реногерцинская зона представляет южную часть Восточной Авалонии. По представлениям Франке и Онкена, Вириха, Карлса («Геология Заксен-Анхальт», 2008) в интерпретации фактов существуют большие различия. Вначале, в нижнем девоне произошел надвиг с юга микроконтинента Молданубикума на микроконтинент Саксотюрингикума. Породы Саксотюрингской плиты были описаны на севере Вогезен, во Франко-Тюрингско-Фогтландских сланцевых горах и в рудных горах. В регионе Заксен-Анхальт к этой зоне относятся район возле Цейца и его продолжение на восток южнее г. Наумбурга, Мерзебурга и Биттерфельда. Еще ранее, в среднем девоне (~385–375 млн. лет), севернее Саксотюрингии находился океан Райшен. Вследствии субдукции здесь сформировалась островная дуга, так называемая Среднеевропейская или Среднегерманская кристаллическая зона. Метаморфические породы и магматиты зоны обнажаются, например, в северной части Тюрингского леса (Рульский кристаллин) и в Киффхойзере, а также были разбурены между г. Галле и Виттенбергом. В верхнем девоне (~370–355 млн. лет) Саксотюрингская плита и Среднегерманская кристаллическая зона соединились, при этом последняя была приподнята в виде порога. После этого произошла эрозия и, таким образом, породы верхнего девона и нижнего карбона явились важными источниками для отложения граувакк, которые в виде флиша сформировали реногерцинские образования. Породы Реногерцинской зоны встречаются на поверхности преимущественно в Рейнских Сланцевых горах и в Гарце.

Вероятно, на юге между Среднегерманской кристаллической зоной и Реногерцинской зоной находился субдукцировавшийся в нижнем карбоне Лицард-Гиссен-Гарц океан. Наличие этого океана отрицается другими авторами (Карлс, «Геология Заксен-Анхальт», 2008) [103]. Среднегерманская кристаллическая зона надвинулась на южный край Реногерцинской плиты с образованием аккреционной призмы (выступа) – северной филлитной зоны. На границе нижнего–верхнего карбона (~320 млн. лет) с юга произошла коллизия Гондваны на образованные микроконтиненты, которые далее были деформированы и надвинуты одна на другую. В Реногерцинской зоне произошла интенсивная компрессия на юго-восток–северо-запад, которая привела к деформации коры и формированию направленных на север надвигов, покровов и чешуй. Это особо наглядно выражено в Гарце.

Магматизм. Сложная картина магматического этапа развития Гарца может быть проанализирована не только путем детального изучения эффузивных и интрузивных фаций, но и с помощью подробного тектоно-плутонического формационного анализа.

1. *Гарцбургит-габбровая серия.* Породы этой серии в Гарце представлены типичной для начала заложения эвгеосинклинали ассоциацией пород типа гарцбургитов и габбро в сочетании с верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщей спилит-диабазового типа. Последняя представлена целой серией: от спилитов силура через диабазы и их пирокласты среднего девона до покровных силлоподобных мощных тел диабазов и габбро-диабазов низов нижнего карбона.

По данным петрографического изучения здесь встречаются *крупнозернистые* и *мелкозернистые* диабазы, переходы между которыми отчетливо прослеживаются в пределах крупных залежей. Наряду с крупнозернистыми диабазами среднего девона присутствуют также *вариолитовые* диабазы, относящиеся к границе верхнего девона–нижнего карбона. Они известны под названием *покровных* диабазов подводного излияния и распространены как в верхнем (Аккер-Брухберг), так и в нижнем Гарце. Они выступают среди верхнедевонских кремнистых сланцев и представляют собой породы зернисто-вариолитового облика. Среди них различают *анальцимовые* и *роговообманковые* разновидности, относимые к *тералитовому* типу магм.

Известные в Гарце излияния *кератофиров* относятся к среднему девону. Кератофиры отличимы от диабазов лишь по природе полевого шпата, слагающего обычно порфиновые выделения. Они образуют залежи среди виссенбахских сланцев, а вблизи Эльбингероде встречаются в основании стрингоцефаловых известняков. Таким образом, вулканизм древнего палеозоя представлен диабазами, кератофирами и их туфами.

Процессы вулканизма в Гарце продолжались и после внедрения главных плутонов Брокен и Рамберг. Породы этого периода представлены уже крупными дайкообразными и субвулканическими телами мелафиров, порфиров, слюдяных мелафиров и различных даек керсантитового, порфиритового (с энстатитом), диорит-порфирового и др. составов. Субвулканический и жильный комплексы пород довольно подробно описаны в сводках.

В ассоциации ультраосновных пород Гарца значительное место занимает крупный массив ультрабазитов-типичных гарцбургитов – *Гарцбург*. Ультрабазиты Гарцбурга вытянуты с ЮЗ на СВ между рр. Радау и Эккер и расположены на площади 15 км² в районе южнее г. Бад Гарцбург. Массив Гарцбург петрографически состоит из двух частей: северной – габброидной и южной – норитовой. Обе части массива разделяются друг от друга тектонической интрамагматической зоной нарушения северо-западного простирания (125°), проходящей через гору Радау. На СВ габброиды прорываются гранитами Ильзештейна, на востоке – комплексом гранито-гнейсов долины р. Эккер. Структурно массив располагается на границе раздела мульды Зезе и зоны Аккер-Брухберг. Гарцбургский массив внедряется в варисцийский складчатый комплекс среднедевонских и нижнекарбонных пород верхнего Гарца, имеющих СВ-ЮЗ простирание. Петрографические составляющие массива характеризуются широким участием ромбических пироксенов (бронзит и энстатит), клинопироксенов, плагиоклаза, оливина и биотита. При этом в норитовых разностях доминирует *железистый* бронзит. Зона расчленения норитов и габброидов представляет интрамагматическую контактную линию, сформированную еще в период субпластического состояния магмы. По этой линии габброидное тело было несколько смещено к СЗ. В трещины, связанные с этим нарушением, внедрились впоследствии остаточные дифференциаты типа оливнинового габбро.

Норитовый комплекс массива включает также линзоподобные тела гарцбургитов. Они рассматриваются как наиболее ранние дифференциаты, которые постепенно переходят в норитовые разности или скорее в оливиновые нориты и даже бронзититы.

Габбровый комплекс северной части массива включает разновидности типа слюдяных авгит-биотитовых норитов, оливиновых габбро и даже слюдяных габбро. Больше всего распространены биотит-авгитовые габбро.

2. *Банатит-гранитоидная серия*. Гранитоиды Гарца резко преобладают над ультраосновными породами по площади развития (более чем в 10 раз). Здесь примечательное место занимают сложнодифференцированные массивы Брокен, Рамберг, Окер и дайка Боде, представленные целым комплексом интрузивных пород варисцийского возраста от гарцбургитов до двуслюдяных гранитов.

Плутон Брокен. Породы плутона общей площадью 165 км² залегают между складчатыми зонами Клаусталья на западе и Бланкенбурга на востоке. Плутон дискордантно прорывает пояс Аккер-Брухберг и мульду Зибер.

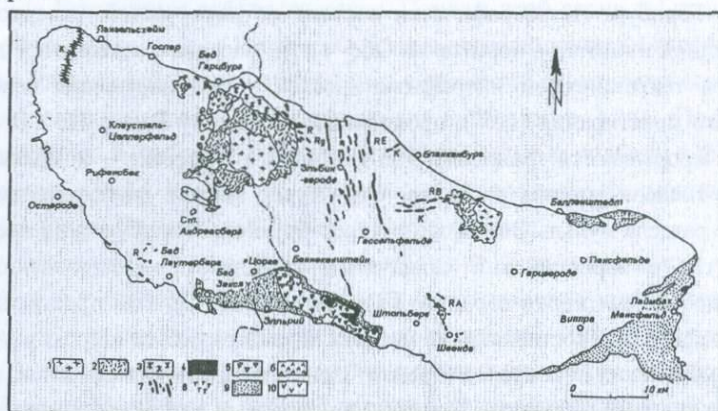


Рис. 3. Обзорная карта магматитов Гарца субсеквентного периода [109]: 1 – кровельный гранит плутона Брокен; среднезернистый гранит Рамберга; 2 – граниты и диориты краевых зон плутона Брокен и порфиновый гранит Рамберга; 3 – гранит Ильзештейна; 4 – мелафир; 5 – порфириды (андезиты); 6 – кварц-порфир (риолит); 7 – дайки среднего Гарца (кварц-порфир, порфирит) и кварц-порфиновые жилы; 8 – туфы; 9 – осадки пермского периода; 10 – габбро массива Гарцбург; К – керсантит, R – кварц-порфир, Rg – гранит-порфир; RE – энстатит-порфир; RB – дайка Боде; RA – порфир Ауэрберга.

Плутон на ЮВ широким фронтом подсекает складчатую зону Бланкенбурга. А граниты массива Окер и габброиды Гарцбурга прорывают структуры зоны верхнего Гарца. В соответствии с геолого-петрографической схемой (рис. 11) различают следующие основные типы пород плутона Брокен: габбро, габбро-нориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, а также нормальные, порфиroidные, микропегматитовые и крупнозернистые граниты.

Плутон Рамберг. Это штокообразный массив, который дискордантно прорвал в ходе варисцийской главной фазы породы складчатой зоны Бланкенбурга и подверг контактовому метаморфизму породы тектонических зон Танне и Гарцгероде. Массив расположен между городами Тале и Бад-Зюдероде, а на ЮВ его венчает гора Викторсхехе (582 м). Общее падение контактов довольно крутое к Ю-ЮВ.

К настоящему времени плутон Рамберг имеет обширный (около 30 км²) выход на поверхность в виде треугольника, его длинный катет (около 7 км) протягивается параллельно северному краевому разлому Гарца, по которому граниты отсекаются от осадочных толщ. В приконтактной полосе известны породы типа мусковитовых роговиков, которые при удалении от контакта переходят в нормальные роговики и далее в обычные сланцы. В эндоконтактной зоне выделяются кварц-слюдяные породы. В противовес плутону Брокен породы здесь сравнительно однородны и представлены мелко- и среднезернистыми гранитами. Наиболее часты здесь двуслюдяные и биотитовые порфиroidные граниты.

Дайка Боде имеет весьма внушительные размеры, представлена двумя параллельными телами кварц-порфиroidных пород, расположенными на расстоянии 100 м друг от друга между Штекленбергом и Вендефуртом. Они обнажаются в глубоком каньоне р. Боде. Граниты Рамберга расчленяют эту дайку на западную (8 км) и восточную (1 км) части. По мощности их выходы колеблются в пределах 3–8 м. На отдельных участках тело дайки ступенчато и многократно разорвано близширотными нарушениями «рудногорского» направления. Главное падение *дайки* – Ю, ЮЗ под углом 70°–80°. Вмещающие породы – виссенбахские сланцы низов среднего девона. Характер контактов рвуший, магматический.

Таким образом, глубинные породы Гарца представлены плутонами Брокен, Рамберг и дайкой Боде. Массив Брокен вместе с гранитными

массивами Окер, Ильзештейн и габбро массива Гарцбург образуют целый сложодифференцированный магматический комплекс. Несколько проще выглядит строение *обособленного* плутона Рамберг. Внедрение обоих плутонов произошло после формирования главных складчатых структур внутренних областей Гарца. Следовательно, габбро и граниты Гарца по возрасту моложе, чем сланцевые и граувакковые породы.

Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца

В геологическом строении Гарца примечательное место занимают сложнодифференцированные плутоны Брокен, Рамберг, Окер. Последние обнажаются в пределах Реногерцинской зоны варисцидов в виде интрузивных комплексов, расположенных севернее Средних гор Германии. Плутон Брокен представлен массивами Брокен, Ильзештейн, Гарцбург, а к плутону Рамберг относится также дайка Боде; посторогенные вулканы Гарца представлены массивами Ауэрсберг, Равенсберг и др. Комплекс магматических пород представлен от гарцбургитов, габбро-норитов до двуслюдяных и лейкократовых гранитов.

Гарцбургит-габбро-норитовый массив Гарцбург

Интрузивные массивы Гарца слагают горную систему, которая возвышается над простирающимися вокруг на десятки километров отложениями цехштейна-мезозоя. Их внедрение связывается с началом «астурийской тектонической фазы» (Westfal/Stefan – верхний карбон), а последующие внедрения магматитов приходятся на период нижней перми как для плутонитов, так и для вулкаников и жильных пород.



Рис. 4. Сининтрузивные нарушения герцинского простираения внутри комплекса Гарцбург по Зоону, 1957 в [111], Зоон [126].



Рис. 5. Геологический эскиз на основе гравиметрического моделирования по Пфистеру, в [109].

Ультрабазит-базитовый массив *Гарцбург* протягивается в южном направлении между Бад Гарцбургом и Порфхаусом (северо-восток) и имеет 6 км в длину и 3 км в ширину (рис. 4).

По геофизическим исследованиям Пфистера массив Гарцбург представляет зону меридионального простираения с наклоном к западной части массива Брокен. По Финксу массив Гарцбург является нормальной, полностью сформированной интрузией «*layered intrusion*» *толеитовой* магмы (рис. 5).

Финкс распределил породы на основе содержаний FeO и MgO на габбро-норитовую и ферро-габбро серии. В нижней части массив представлен гарцбургитами, мелано-норитами, оливин-норитами, троктолитами и мелано-оливин-габбро-норитами. Остальные типы пород приурочены к другим двум верхним сериям. Определенные ассоциации минералов интерпретируются Финксом как кумулятные и интеркумулятные фазы. Другие породы интрузивного комплекса Гарцбург описываются Финксом как резорбтивный кумулят или как компактированный кумулят.

Массив петрографически состоит из двух частей: северной – габброидной и южной – норитовой. Обе части массива разделяются друг от друга тектонической интрамагматической зоной нарушения северо-западного простираения (125°), проходящей в районе горы Радау (рис. 4). Петрографические члены массива характеризуются широким участием ромбических пироксенов – ортопироксена (Orx) (бронзит (Br), энстатит (En)), оливина (Ol), плагиоклаза (Pl), клинопироксена (Cpx) и биотита (Bi). При этом в норитовых разностях доминирует *железистый* Bg. Изучение Зооном петрографических особенностей массива показало, что кристаллизация *толеитовой* расплава началась еще на глубине. Об этом свидетельствуют искривления и коррозия призматических зерен ранних Pl, а также чешуек Bi в приконтактной полосе.

Гарцбургит-норитовый комплекс

В пределах участка норитовых пород широко развиты линзоподобные тела гарцбургитового состава, простирающиеся зачастую по азимуту $30-60^{\circ}$. Они рассматриваются как наиболее ранние дифференциаты. *Гарцбургиты* образуют шпиры и линзы в оливиновых норитах и с постепенным убыванием Pl переходят в норитовые разности.

Гарцбургит преимущественно сложен из зерен ОI и несколько отстающих по идиоморфизму кристаллов Орх, который зачастую образует пойкилитовые структуры прорастания Срх, ОI, Pl, шпинели и магнетита (Mt), составляющих более позднюю структурную группу. Орх представлен железистым Еп (Fs_{07-10}), а Pl относится к битовниту (Bit). Порода



Рис. 6. Простираение ультрабазитовых шпир рейнского направления в норитовом комплексе по Брандлу в [111].

состоит из 65%ОI+32%Еп+3%Pl₈₀. Эти соотношения минералов зачастую подвергаются резким колебаниям. В ряде мест они выражаются в усилении роли Pl и Срх, и тогда породы приобретают характер диаллагового перидотита, плагиоклазового лерцолита или авгит-бронзитового *паризита*. Гарцбургиты подвергнуты большей частью интенсивному разрушению, ОI в них серпентинизирован, Еп баститизирован, а Pl сосюритизирован.

Вместе с тем порода постепенно переходит в *оливиновый норит*, представленный существенными содержаниями ОI, Орх и Pl. Как и в гарцбургитах, ОI представлен преимущественно Вг и резко идиоморфнее других минералов. Срх редки и заполняют интерстиции между зернами. Pl идиоморфен, иногда он прорастает Срх, а ОI находится в пойкилитовых соотношениях с Орх и Pl. В целом выдерживается следующий модальный состав породы (в %): 50Pl₆₀₋₈₀+30Орх+20ОI. Главную массу пород составляют оливин-бронзитовые нориты типа (в %) 55Pl+34Орх+10ОI+1Срх. Другой тип пород с преобладанием Вг с Еп₈₀₋₈₅ относится к оливиновому норит-бронзиту. Кроме того, широко известны также дифференциаты порфиривого облика «форелленштейны», тяготеющие уже к анортозитам (в %) 60Pl₈₀+35ОI+5Орх и 80Pl+15ОI+5Рх оливиновые битовниты (Bit). Среди оливиновых норитов наблюдаются также постепенные переходы к лерцолитам и оливиновым габбро, в которых в виде аксессуариев уже присутствуют Vi и роговая обманка (Hgn). ОI превращен в серпентин, Pl подвергнут сосюритизации, а Рх уралитизации.

Бронзититы обладают сравнительно ограниченным распространением и находятся в тесной связи с переходами в нормальные и оливиновые нориты. Они образуют среди последних шлиры и линзы. Это среднезернистые породы с идиоморфными и гипидиоморфозернистыми выделениями количественно резко преобладающего Орх (от магнезиального En до Br – Fs₁₅₋₀₅). Pl резко ксеноморфен и колеблется от Bit до лабрадора. Среди бронзититов в виде аксессуариев встречаются диаляг, Hгп, Вi и Мt: 91Орх+4,5Pl₆₅+3Срх+1,5Hгп.

Нориты отличаются от бронзититов несколько повышенной ролью Pl. Они преимущественно состоят из идиоморфного Орх. Обычно Pl(An₇₅₋₈₅) и магнезиальный Br(Fs₁₅) выступают в соотношении 6:4, реже заметную роль играет Срх, достигая до 8–9%. В качестве редких включений установлены Hгп, Вi и Мt: 50Орх+49Pl+1Срх+Мt.

Нориты зачастую образуют постепенные переходы к бронзититам и далее к авгитовым норитам, которые являются промежуточной ветвью при переходе к породам габброидного комплекса. По составу авгитовый норит, к примеру, представлен (в %) 55Pl₅₈+26Срх+18Орх+1(Вi, Мt). Однако большая часть авгит-норитовых пород сложена Bit, магнезиальным Br до En и Срх (55Pl₈₃+32Орх+13Срх).

Интересен тот факт, что из 143 анализов минерального состава интрузивного массива Гарцбург (132 – по Зоону и 11 – по Финксу) только один единственный гарцбургит из Колеборнкере не содержал Pl. Все другие пробы включают Pl. В среднем содержание Pl в породах составляет ~10 объемных %, так что типичные ультрабазиты наблюдаются редко.

Учитывая, к примеру, только 4 основных компонента мафитов и ультрамафитов, то есть Ol, Орх, Срх и Pl, приходим к выводу, что ровно 50% исследованных Зооном проб из южной части Гарца содержат Ol, в северной же части массива – только 14%. Мафиты Ol-носящих образцов имеют тенденцию перехода к гарцбургитам и далее к дунитам. 5 из 45 проб имеют вебстеритовый состав, и только одна проба соответствует 52Срх и 48Ol–верлитам.

Габброидный комплекс

Северная часть массива сложена породами типа слюдяных норитов или авгит-биотитовых норитов. Модальный состав пород вблизи Винтер-

берга и Эггерсберга состоит из (в %) $65\text{Pl}_{60}+20\text{Orx}_{\text{En}}+5\text{Сrx}+5\text{Vi}+5\text{Q}$. Более всего распространена здесь близкая к упомянутому типу порода состава (в %) $46\text{Pl}_{83}+35\text{Orx}_{\text{En}}+6\text{Сrx}+8(\text{Vi}, \text{Hrn})+5\text{Q}$. В целом, в северной части комплекса часты находки вплавленных ксенолитов роговикоподобных пород, которые свидетельствуют о загрязнении магмы ксеногенным материалом.

Оливиновые габбро образует шпирьы в габброидном комплексе, составляя промежуточные разности между породами норитового и габбрового рядов. К примеру, «гарцбургит» из Калтен Таля (Эхоплатц) по Эрдманнсдерффену представлен парагенезисом (в %) $42\text{Ol}+20\text{Orx}_{\text{En}}+15(\text{Vi}, \text{Mt})+14\text{Pl}_{65}+9\text{Сrx}$ и назван Зооном «плаггиоклаз-биотитовым лерцолитом». Однако главная масса пород комплекса *габброидов* представлена (в %) $55\text{Pl}_{80}+21\text{Orx}_{\text{En}}+12\text{Сrx}+5\text{Vi}+7\text{Ol}$. Весьма часты прорастания между зернами Px и Pl . Последний гипидиоморфен. Он образует пойкилитовые структуры с Px и большей частью относится к первообразованиям. Редкие выделения кварца (Q) резорбированы. Часты крупные шпировые ксенолиты роговиков, что свидетельствует о сравнительно высокой степени контаминации и метаморфизма. Порода иногда интенсивно изменена – Ol и Px частично подвергнуты серпентинизации. Статистически подтверждено, что шире всего распространены в северной части габбрового комплекса породы типа *биотит-авгитового габбро* (в %) $(51-68)\text{Pl}_{53-82}+(15-40)\text{Сrx}+(1-25)\text{Orx}+(2-14)(\text{Vi}, \text{Hrn})+(2-7)(\text{Q}, \text{Or})$, нередки также фации биотитовых габбро, биотитовых габбро-диоритов, амфиболовых диоритов и др.

Биотитовое габбро. Количественно минералогический состав (в %): $50\text{Pl}_{55-75}+35\text{Сrx}+7\text{Mt}+5\text{Vi}+3\text{Am}+2\text{Orx}_{\text{En}}$ + до 5Q (рис. 7 (а, б, в), шл. 135). Структуры пород пойкилоофитовые, офитовые. Текстуры массивные, но имеют место и слаботрахитоидные, выражающиеся в ориентированных лейстах Pl , удлинённых кристаллах Px и чешуйках Vi . *Выделяются структурные группы:* 1) $\text{Pl}_{70-32}+\text{Сrx}_{\text{Aug}}\pm\text{Orx}_{\text{En}}+\text{Mt}$; 2) $\text{Am}+\text{Vi}\pm\text{Q}$.



а б в
Рис. 7. Массив Гарцбург, биотитовое габбро. Николи скрещены (шл. 135).

Первая структурная группа отвечает парагенезису исходной породы габбро, вторая – отражает позднемагматическую стадию.

Биотитовый габбро-норит (рис. 8 (а, б), шл. 136). Состав (в %): 50Pl_{72-40} , $30\text{CrX}_{\text{Aug}}$, 15OrX_{En} , $5\text{Mt}+\text{Vi}$, Q, Ap, Zr, Am. Структура породы габбро-офитовая, промежуточная между габбровой с идиоморфными зернами Pх и короткопризматического P1 и офитовой с удлиненными лейстами P1 и изометричными зернами Crx. Характерной чертой является пойкилитовая структура Vi, цементирующего и прорастающего P1, Pх. В интерстициях развивается Mt, который в базисе породы ассоциирует с Pх и Vi. Ранний апатит (Ap) в виде мелких иголочек, а поздняя генерация Ap цементирует Pх и P1. Ксеногенный Q корродирует предшествующие минералы. Выделяются структурные группы: 1) $\text{OrX}_{\text{En}}+\text{CrX}_{\text{Aug}}+\text{P1}_{70-40}+\text{Mt}$ – парагенезис габбро-норита; 2) $\text{Am}+\text{Vi}+\text{P1}_{70-80}+\text{Mt} \pm \text{Q}$ – позднемагматическая стадия.

Кварцевые апогаббро (рис. 9, шл. 116, 119, 123, 124, 127, 143, 357, 377, 379/517, 379/51, 144^{-a}, 144^{-b}, 145^{-a}, 145^{-c}, 145-9^x) – наиболее широко представленные породы. Количественно-минеральный состав (в %): $(35-50)\text{P1}_{70-32}$, $(5-35)\text{CrX}_{\text{Aug}}$, $(5-15)\text{Vi}$, $(10-20)\text{Q}$, $(5-15)\text{Am}$, $(0-5)\text{OrX}_{\text{En}}$, $(0-5)\text{Ksp}$, Ap, Zr, редко рутил (Ru), тремолит (Trem), агрегат соссюрита, Chl.



а



б

Рис. 8. Габбро-массив Гарцбург, биотитовый габбро-норит. Николи скрещены (шл. 136).



Рис. 9. Массив Гарцбург, кварцевое апогаббро. Николи скрещены (шл. 143).

Структура габброидов этого ряда большей частью гипидиоморфозернистая. Наиболее идиоморфны кристаллы Орх и акцессориев, а P1 и Pх образуют в основном одновременно образованные прорастания, Vi выступает в виде отдельных чешуек и образует гнезда, заполненные мелкими вы-

тянутыми пластинами. Нпн большей частью связан с Vi и Mt , однако образует также собственные скопления призматических зерен, подвергнутых уралитизации. В интерстициях Q развивается в виде ксеноморфных зерен. Различные отклонения от нормальной последовательности кристаллизации минералов здесь весьма часты, что сопровождается также описанными Зооном находками крупных шлиров и ксенолитов, перекристаллизованных роговикоподобных плотных, мелкозернистых пород габброидного состава, обязанных своим присутствием процессам контаминации осадочного материала. Особенно часты последние в следующих районах: к западу от Винтерберга целая зона ксенолитов фиксируется на обоих берегах р. Эккер, в долине Радаутал и т.д.

Изучение габброидов в шлифах свидетельствует о повсеместном проявлении в породах наложенных позднемагматических процессов в различном масштабе. Порой порода изменена на 30–40%. Характер изменений минералов и метаморфизм пород связаны, в первую очередь, с поздним замещением первично-магматических пород из краевых фаций Гарцбургского массива, расположенных в пределах р. Эккер. Породы типа габбро и габбро-норитов подвергнуты замещению Q и в меньшей степени – Q вместе с Ksp . В силу изменений в составе пород, отличающихся от первичного габбро, можно рассматривать их как *апогаббро* и *кварцевые апогаббро*. Такая классификация пород краевой фации габбрового комплекса *позволяет, с одной стороны, представить первичный состав исходной породы, а с другой стороны, подчеркивает ее метаморфизм в позднемагматическую стадию.*

По Зоону, первично-магматической фации пород типа габбро-диорита отвечает состав (в %): $48Pl_{52}+26,5Cpx+10,5Bi+8(Q, Ksp)+7Orx$. При этом, как показывают наблюдения, $Pl+Cpx+Orx+Mt$ и, возможно, частично $Bi+Am$ соответствуют исходной первично-магматической породе, в то время как $Q+Ksp$ и главная часть $Bi+Am$ представляют собой минералы позднемагматических процессов метасоматоза.

Среди вторичных минералов отмечаются $Trem$, уралит, Er , Chl , серицит и Ab . Результаты наблюдений позволяют выявить вполне определенную последовательность минеральных парагенезисов и установить характер и последовательность петрогенетических процессов в пределах

изученной части габбрового комплекса. Соответственно выделяются три главные фации пород:

1. Фация первично-магматических габбро.

Парагенезис: $Pl + Crx \pm Mt \pm Orx_{En}$.

2. Биотитизированное и амфиболитизированное габбро. Зона базификации (сброса): образуются метакристаллы Bi (флогопит), Am (Trem); Pl замещается агрегатами соскюрита; $Crx \rightarrow Am, Chl$; появляется Q .

Парагенезис: $Bi + Am$ (Trem) + Q (Pl, Crx, Mt – реликтовые).

3. Апогаббро и кварцевое апогаббро. Зона кварц-калишпатового метасоматоза.

Парагенезис: $Q + Ksp \pm Bi \pm Am$ (Trem) $\pm Chl$ (Pl, Crx, Mt – реликтовые).

Наблюдаемые апогаббро и кварцевые апогаббро обязаны своим происхождением двум процессам – магматическому и позднемагматическому, проявившимся в кварцевом и калишпатовом метасоматозе, наложенном на исходные магматические габбро. В подтверждение последнего следует указать на описание Зооном многочисленных и интенсивных процессов контаминации, гибридизации, ассимиляции и т.д., которым обязано сильное «загрязнение» базальтовой магмы сиалическим материалом. Последнее, вполне очевидно, приводило к появлению целого ряда фаций пород от гарцбургитов и норитов до биотит-авгитовых, и апо-, кварц-, ортоклазовых габбро.

«Эккер-гнейс»

Между габбро массива Гарцбург, гранитами массивов Брокен и Ильзештейн, в пределах тектонического пояса Аккер-Брухберг расположена глыба «Эккер-гнейса» протяженностью до 6 км. Весь восточный фланг габбрового массива сложен породами, известными как «эккер-гнейсы», которые протягиваются в меридиональном направлении вдоль всего восточного контакта габбрового массива, отделяя вдоль долины р. Эккер широким «проливом» габброиды Гарцбурга от гранитоидов массива Брокен. Считается, что исходным материалом для гнейсов долины р. Эккер, как уже упоминалось, служили граувакки, глинистые сланцы и др. осадочные породы кульма. Этого мнения придерживался длительное время ряд геологов от Лоссена и Эрдманнсдерффера до Шриеля. Хаттерджи

и др. развивают представление об «Эккер-гнейсе», как об обособленном останце древнего кристаллического массива (фундаменте), выходящем на поверхность в пределах Гарца. Геофизически «Эккер-гнейс» образует крупное отрицательное аномальное поле магнитных сил, которое прослеживается по глубине на юго-западе. Кроме того указывается, что в этой части Гарца в девоне седиментация материала была крайне ограничена, а в конце верхнего девона участок вообще переживал эпоху интенсивного воздымания. Эту точку зрения подтверждает также анализ структурно-петрологического строения массива. В поле породы «Эккер-гнейса» отличаются от нижнекарбонových роговиков по своей рассланцованной гнейсовой текстуре с мощностью мелких сланцевых «волн-складок» от см до дм. Порода в целом представляет собой биотит-кордиеритовый рассланцованный роговик, который оставляет впечатление независимой от габбрового комплекса петрографической единицы. Изученные образцы (шл. 137/3) с правого борта р. Эккер состоят из зерен Q неправильной формы, кислого Pl (Ab) и образуют гранобластовую структуру. Помимо того встречены парагенезисы с Орх, Amf и Vi. Эти агрегаты обтекаются «тканью», состоящей из чешуек и волокон Chl, серицита, редко Vi с фибробластовой структурой. Волокна Chl и Vi ориентированы параллельно, образуя полосы. В породе присутствует гранат (Gr). Структура породы фиброгранобластовая, а текстура – полосчатая.

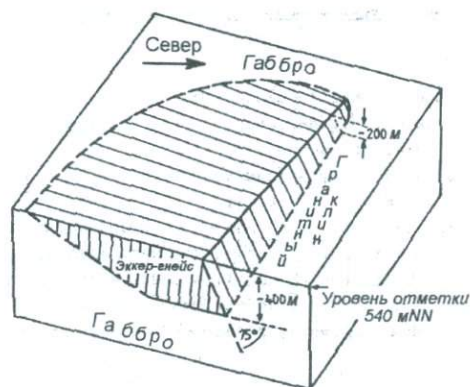


Рис. 10. Положение глыбы «Эккер-гнейса» в массиве габбро по Дювекке и др. в [111].

мнению Зоона и Хаттерджи о том, что комплекс гнейсов долины р. Эккер представляет собой, вероятнее всего, результат регионального глубокого метаморфизма (с контактовым метаморфизмом эти породы никакой связи

Главный парагенезис – Q+Ab+Chl+Vi+серицит. Акцессории: Gr, Ap, ортит(?), турмалин (Tu), монацит. А порода является серицит-плаггиоклаз-хлоритовым кристаллическим сланцем. Наши наблюдения позволяют присоединиться к

не имеют) древней глыбы (останца) фундамента, который некогда служил покрывкой для габброидов и в данное время выступает в виде плиты. Это подтверждают многочисленные пересечения гнейсов гранитными дайками лишь в северной части комплекса «Эккер-гнейс». Признано, что этот кордиеритовый роговиковый массив образовался или за счет контактного метаморфизма со стороны плутона Брокен на слюдяные сланцы в ходе кадомской тектонической фазы или гнейс имеет глубинное происхождение. U–Pb-данные определения возраста по детритовому Zr установлена нижняя граница возраста основного этапа метаморфизма – от 500 до 600 млн. лет. В то время как вариссийский контактовый метаморфизм в межвулканитах имеет возраст ~290 млн. лет.

Результаты петрографических исследований «Эккер-гнейса»

Мюллер и Штраус определили в породах «Эккер-гнейса» следующий парагенезис (в объем. %): 1) Q(70–90)+Pl(<10)+Орх/Bi(10–30); 2) Q(40–60)+Pl(<10)+Орх(30–50)+Bi(<10); 3) Q(40–60)+Pl(<10)+Bi(30–50)+Орх(<10); 4) Q(40–50)+Pl(<10)+кордиерит(30–40)+Орх/Bi(10–30); 5) Q(40–60)+Pl(<10)+Орх(10–30)+клиноамфибол(10–20)+Bi(10–20); 6) Bi(80–90)+Q/вторичный мусковит(10–20); 7) ортоамфибол+Орх(60–70)+Q/Bi(30–40); 8) Pl(50–60)+Q/кордиерит(40–50). *Акцессории*: серицитизированный Ksp, Ap, ильменит, Zr и титанит <5 об. %.

Таблица 1

Петрохимические параметры пород «Эккер-гнейс» по Ниггли:

Параметры по Ниггли	«Эккер-гнейсы»			Толситы	Щелочные оливин-базальты
	Min	x	Max		
Al	19,3	22,3	25,4	23,2	21,2
Fm	44,4	48,5	63,7	44,0	45,1
C	6,3	23,2	26,6	25,8	24,6
Alk	2,9	6,1	8,1	7,0	9,1
Si	68,1	104,6	113,6	124,3	107,0
Ti	1,9	2,5	3,0	2,9	4,3
K	0,07	0,12	0,35	0,16	0,22
Mg	0,47	0,53	0,58	0,51	0,53

Примечание: «Эккер-гнейсы» – n=8 (Шлютер [119]), толситы – n=897, щелочные оливин-базальты – n=661 (Manson [106]) в [111].

Микрозондовые анализы химически и оптически сильно гомогенизированных минералов «Эккер-гнейса» указывают частично на значительные различия в слоях гнейса.

Таблица 2

Состав пород «Эккер-гнейс»

	Светлые кварц-фельдшпат-биотит-кордиеритовые гнейсы			Темные богатые мафитами прослойки		
	Min	x	Max	Min	x	Max
SiO ₂	34,65	70,9	93,65	46,60	47,70	48,72
TiO ₂	0,13	0,75	2,04	1,12	1,38	1,61
Al ₂ O ₃	2,37	12,45	34,39	14,04	16,13	17,54
Fe ₂ O ₃	0,00	2,20	7,64	0,53	1,42	1,85
FeO	0,99	5,17	17,05	8,30	9,77	10,97
MnO	0,00	0,12	0,99	0,21	0,30	0,46
MgO	0,46	2,20	10,44	6,42	7,28	7,76
CaO	0,01	0,23	5,55	9,67	10,39	1,25
Na ₂ O	0,00	0,62	3,82	1,19	2,45	3,06
K ₂ O	0,17	2,46	7,11	0,12	0,57	1,57
H ₂ O ⁺	0,69	2,71	7,47	0,93	2,33	3,39
P ₂ O ₅	0,00	0,11	0,30	0,08	0,26	0,64
CO ₂	0,00	0,07	0,99	0,00	0,07	0,08
Ba	0	382	1256	24	97	218
Ce	0	80	217	0	49	189
Cr	33	209	2249	218	433	1109
Cu	0	26	601	0	43	136
Ni	0	55	550	51	156	483
Pb	5	66	2973	21	79	245
Rb	9	117	346	3	29	45
Sc	0	9	27	0	28	40
Sr	0	27	329	261	331	489
Th	8	20	60	-	-	-
V	0	88	379	242	284	436
Y	18	80	265	24	37	48
Zn	0	75	1357	58	105	159
Zr	6	248	815	107	149	219
Ga	0	16	59	9	14	21
La	0	56	138	0	26	73
Nb	0	40	75	8	12	16
Nd	0	33	100	0	21	78

Примечание: геохимические особенности пород «Эккер-гнейса» представлены данными по [119] (в вес. %, ppm).

Орх варьирует по отношению Fe/Mg от гиперстенов (Нур) до феррогиперстенов. Срх являются салитами и ферросалитами с координатами

Гесса: Fe (19,5–34,2)/Mg(17,1–33,0)+Ca (47,5–48,7) и содержанием Al_2O_3 от 0,3 до 0,4 вес.%. Ортоамфиболы характеризуются: Mg/Mg+Fe+Mn от 0,44 до 0,58. Клиноамфибол представлен магнезиальной Hrp. С Орх сосуществующий Pl демонстрирует большие колебания в содержании анортита (An): от 1,7 до 74,3 мол.%, то есть от Ab до Vit. Гранаты имеют следующий состав (в вес. %): пироп 5–11, альмандин 71–81, спессартин 8–14, гроссуляр 2–5. По Шлютеру сильно округленные Gg выявлены из россыпей (%): пироп 2–3, альмандин 50–58, спессартин 27–38, гроссуляр 10–14, шпинель с содержанием Cr_2O_3 33–46. Шлютер указывает на исключительно редко представленные в „S“-образной структуре гнейса зерна андалузита, округленного дистена и корунда, а также вроски силлиманита с андалузитом (And).

Граниты плутона Брокена

Массив Брокен

Породы плутона Брокен общей площадью более 165 км^2 залегают между складчатыми зонами Клаусталья и Бланкенбурга. Основная разница между массивами Рамберг и Брокен состоит не только в их различных размерах, но и в том, что комплекс Брокена сложен породами разного петрографического состава, а массив Рамберг представлен только гранитами.

По Хробоку в соответствии с его геолого-петрографической схемой (рис. 11) различают следующие основные типы пород плутона Брокен:

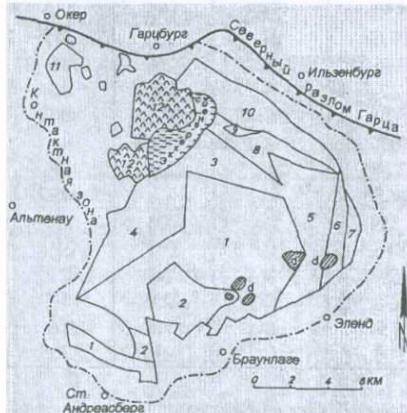


Рис. 11. Расчленение магматических пород массива Брокен по [91].
 1. Гранит кровли. 2. Порфировый гранит кровли. 3. Герцинская северная краевая зона микропегматитовых гранитов. 4. Микропегматитовые граниты западной краевой зоны. 5. Микропегматитовые граниты восточной краевой зоны. 6. Крупнозернистые граниты восточной краевой зоны. 7. Диорит восточной краевой зоны. 8. Герцинская гранит-диоритовая зона. 9. Диорит северной краевой части. 10. Гранит Ильзештейна. 11. Гранит массива Окер. 12. Гарцбургский габбро-массив.

Плутон дискордантно прорывает герцинские и рудногорские тектонические структуры Гарца, сложенные породами среднего-верхнего девона и кульма. При этом он на ЮВ широким фронтом подсекает складчатую зону Бланкенбург, а на СВ подвергает контактовому метаморфизму породы среднего-верхнего девона, состоящие из известняков, кремнистых и глинистых сланцев.

Плутон Брокен обладает широкой областью воздействия приконтактового поля, в пределах которого известны участки метасоматитов (район ст. Драй Аннен Хонне).

Таблица 3

Время, млн. лет	Вулканиды и жилы	Плутониты	Направления активных нарушений, разломов
Верхняя пермь (отэн II)	Риолитовые дайки Равенсбергский и Ауэрбергский порфир		NW-SE (C3-IOB) NNW-SSE (C-C3-IO-IOB)
Нижн. пермь (отэн I)	Ильфельдский порфирит, Ильфельдский мелафир, дайки Среднего Гарца и керсантит Верхнего Гарца	Гранит Ильзештейна	NW-SE (C3-IOB) NNW-SSE (C-C3-IO-IOB)
285±10	Мелафир Гроссернера	плутон Рамберг 2 (285±10)	NNW-SSE/NNE-SSW (C-C3-IO-IOB/C-CB-IO-IO3)
Стефанский ярус карбона		плутон Брокен 2 плутон Рамберг 1 габбро Гарцбурга (292±2)	NNE-SSW (C-CB-IO-IO3) NNW-SSE/NNE-SSW (C-C3-IO-IOB/C-CB-IO-IO3)
290-295 Вестфальский ярус	дайка Боде и керсантит долины р. Боде	плутон Брокен 1 (293±2) гранит Окера (296±2)	NNE-SSW (C-CB-IO-IO3) E-W/WSW-ENE (B-3/3-IO3-B-CB)
310-315 Намурс. ярус			
динантсилур	Реногерцинский трог		

«Субсеквентные» магматические породы Гарца и их отношение к активным тектоническим направлениям по работам Бенека и др. (1973) в [109].

Согласно последним данным все породы интрузивов Гарца внедрились в течение довольно сжатого отрезка времени в последовательности на таблице 3.

Гранитоидный массив Брокен составляет главную часть всего магматического комплекса Гарца. О его геологической позиции говорилось выше. Здесь остановимся в основном на петрографических и минералогопарагенетических особенностях гранитоидных пород массива Брокен.

«Граниты кровли» (*Dachgranit*).

«Граниты кровли» или «*Dachgranit*» были исследованы и закартированы Эрдманнсдерффером под названием «граниты ядра» массива или «*Kerngranit*». Впоследствии Хробок, Денглер и Зейм заменили это название на «граниты кровли». Исходя из ряда петрографически сходных черт, Зейм присоединил к группе «гранитов кровли» также микропегматитовые граниты, друзовые микропегматитовые граниты и крупнозернистые граниты под обобщенным названием «*главный гранит*» (*Hauptgranit*).

«*Гранит кровли*» представляет собой серую, местами красноватую породу средне-мелкозернистого облика (зернистость колеблющаяся), состоящую преимущественно из *Bi*, *Pl*, *Ksp* и *Q*. Соотношение *Ksp* к *Pl* –2:1. Иногда встречаются лейсты *Ksp* величиной до 2,5 см, которые придают породе порфириовидный облик. С переходом в так называемые «микропегматитовые граниты» (краевой гранит) усиливается прораствание *Q* и *Ksp*. О количественно-минералогических соотношениях породообразующих минералов свидетельствует приводимая ниже таблица 4. Среди второстепенных и аксессуарных минералов (*Zr*, *Ap*, *Flu* и др.) заметное место занимает *Tu* (шерл), игольчатые и призматические кристаллы которого (1–3 см, реже 7 см) образуют вместе с *Q* прорастания и «пятна» на поверхности породы. Кроме того, нередки друзовые образования *парагенезиса*: *Q+Tu+Ksp*. Менее типично присутствие светло-зеленого пистацита, который заполняет небольшие пустоты. Пистацит, вместе с *Flu* отлагается в крупных лейстах *Bi* параллельно (001). Этим же автором описаны новообразования *Ru* вокруг корродированных и разрушенных пластинок *Bi*.

Pl отвечает составу 26–30% *Ap*, встречен незональный *Pl* с 12–18% *Ap*. *Ksp* корродирует зерна *Pl*, образуя оторочки. А *Ab* почти всегда

сопровождает этот процесс, замыкая кристаллизацию эвтектики типа $Ksp+Q$. Наблюдения показали, что гранитоидные породы типа «гранитов кровли» представлены преимущественно нормальными биотитовыми гранитами. При этом среди подобных пород можно выделить еще две разновидности, между которыми существуют переходные разности.

Таблица 4

		Объемный %				
		Bi	Pl	Ksp	Q	
Граниты	Гранит-кровли	6,0	18,2	42,3	33,5	сред. из 11 опред. [91]
	Микропегматитовый красной гранит	5,5	18,5	43,3	32,7	сред. из 2 опред. [91]
	Крупнозернистый гранит из восточной части	5,5	15,0	46,0	33,5	сред. из 2 опред. [123]
Аплиты	Аплит в граните кровли	2,9	14,4	50,6	32,1	сред. из 7 опред. [91]
	Аплит в микропегматитовом краевом граните	1,7	2,0	64,8	31,5	сред. из 2 опред. [91]

Первая разновидность – это крупно-среднезернистые породы, состоящие из (в %): (25–35) $Pl_{10-35}+(33-42)Ksp(\text{микропертит})+(25-37)Q+(3-5)Bi$. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют Ar, Zr, Tu, Mt и реже And . Ksp в этих породах обычно преобладает над Pl , но отмечаются разности с равными их соотношениями, что приближает эти породы к адамелитам (рис. 12) (шл. 115, 121, 122, 126, 132, 133, 138, 139, 140, 144, 365, 379/519 и др.).

Под микроскопом структуры отчетливо характеризуются идиоморфизмом обычно зонального Pl (An_{35-10}) относительно остальных минералов, что наиболее выражено в порфирированных разностях. Bi цементируется Q, Ksp и Pl периферийных зон. Взаимоотношения Q и Ksp как равновесные с более ранним выделением изометричных зерен Q , обычно «схваченных накрепко» Ksp , так и коррозионные. В последнем случае Ksp разъедает зерна Q , проникает в интерстиции, а также по трещинкам



Рис. 12. Массив Брокен, биотитовый гранит. Никели скрещены (шл. 365).

и коррозионные. В последнем случае Ksp разъедает зерна Q , проникает в интерстиции, а также по трещинкам

в Q и Pl , часто проникая вглубь зерна.

Наблюдаются в ряде случаев реакционные соотношения среди кристаллов Ksp , когда более поздние его выделения (Ksp_{II}) обрастают ранние (Ksp_I), с образованием в контакте зубчатых коррозионных границ и оторочек Ab . Поздний Ksp_{II} иногда замещает Pl с образованием скелетных структур антипертитов и реже псевдоморфоз. В ассоциации с поздним Ksp , образуются Ab_{2-10} в виде оторочек и мирмекит: $Ksp_I \rightarrow Ksp_{II} + Ab$. Подобные структурные отношения Ksp свидетельствуют о его длительной кристаллизации, возможно закончившейся уже в автотметасоматическую стадию формирования породы.

Ар ассоциирует с Ksp и Bi , Mt – чаще с Bi , Zr отмечается в Ksp и Bi . *Общий порядок кристаллизации, парагенезис и структурные группы:* 1) Pl_{30-35} (центр кристаллов); 2) Pl (олигоклаз)+ $Bi+Mt$; 3) Pl (зональный, олигоклаз)+ $Bi+Mt+Q$; 4) $(10-30)Ksp_I+Bi+Mt+Q$. И наиболее поздняя структурная группа: 5) $Ab_{2-8}+Ksp_{II}$.

Структуры пород гранитные, участками коррозионные. Текстуры массивные, слабо такситовые. Порфирированность выражается в наличии ранних фенокристаллов Pl , Q , Ksp и основной массы, сложенной ксеноморфными Pl_{5-15} , Q , Ksp , образующих аллотриоморфные гранитные, иногда микропегматитовые структуры.

Вторая разновидность биотитовых гранитов отличается несколько большим отношением Ksp к Pl ($Ksp - (35-43)\%$, $Pl - (20-25)\%$), преобладанием более кислого Pl (олигоклаз, олигоклаз-альбит), большим содержанием Ab . В ряде образцов весь Pl вообще представлен целиком альбитом (Ab_{2-6}) – до 30%. Эта разновидность гранитов часто содержит, наряду с обычными аксессуарами Zr , Ar , также Tu , топаз и Gt (альмандин).

Для пород характерен большой масштаб развития минералов *второй структурной группы* – $Ksp_{II}+Ab$. Последние развиваются в интерстициях зерен и по периферии ранних идиоморфных кристаллов Pl и Ksp , как бы развивая и продолжая их кристаллизацию. Кристаллы, разрастаясь, захватывают и корродируют зерна Q , ранние выделения Ksp , образуя кристаллобласты и создавая пойкилобластовые структуры. При этом Ab обрастает в ряде случаев Ksp , образуя каемки замещения. Наблюдаются и обратные соотношения. Нередко Ksp и Ab образуют псевдоморфозы по идиоморфным кристаллам Pl . Интенсивное развитие процессов замещения в неко-

торых породах приводит к полному вытеснению Ab. *Конечный парагенезис таких гранитов: $Ab_{2-6}+Vi+Ksp+Q$* . В этих породах был встречен топаз, тесно ассоциирующий с Q. Анализ минеральных парагенезисов и условий кристаллизации биотитовых гранитов обеих разновидностей типа «гранита кровли» приводит к выводу, что они относятся к гранитам *банатит-гранитоидной* серии. Для последних чрезвычайно типичны повышенная щелочность (II поле щелочности по пучковой диаграмме гранитоидных пород Д.С. Коржинского); присутствие ранних Pl и Vi; порфиновые структуры, образованные выделениями ранних минеральных индивидов и резко ультракислая кремнекислотность. Характерны также пойкилобластовые, осциллирующе-зональные зерна Pl, который корродируется Q. Чрезвычайно *типичны для банатитовых гранитов неустойчивые парагенетические* ассоциации, приводящие к перескокам с одного поля щелочности на другое, развитие обратных соотношений минералов и т.д. Так, в данном случае наблюдаются: развитие по краям кристаллов Ksp плагиоклазовых каемок, зональность калишпатовых зерен (ядро микроклиновых кристаллов менее пертитизировано чем их периферическая часть), переход от типоморфных парагенезисов с IV поля щелочности ко II полю. Причем последнее является для биотитовых гранитов Брокена наиболее характерным. Петрологически банатитовые граниты Гарца проявляют определенные сходства с соответствующими типами пород Армении, которые обнаруживают все выше упомянутые признаки банатит-гранитной серии (шл. 128, 145, 146, 358, 361 и др.).

С постмагматическими процессами в обоих разновидностях описанных гранитов Брокена связаны образования мусковита (Mu) по Ksp и мелкозернистых агрегатов Q, что вероятнее всего следует связывать с проявлениями признаков грейзенизации. Ту кристаллизуется также в постмагматическую стадию в *парагенезисе: $Mu+Q+Ab+Tu\pm And$* . В низкотемпературной стадии процесса образуются Chl, Ep, серицит, редко карбонат.

Микропегматитовые граниты

Микропегматитовые граниты (известные также в литературе под названием «краевой гранит») охватывают узкой полосой центральную часть массива «гранитов кровли» в виде приоткрытой к югу дуги.

По представлениям Хробока и Денглера краевой или микропегматитовый гранит находился в период застывания и кристаллизации под защитой центральной апикальной части массива, сложенной описанными выше «гранитами кровли».

В отличие от последних, микропегматитовые граниты более богаты миаролитовыми пустотами и соответственно в них сильно развиты друзовые выделения Q. На крупномасштабных картах они показаны в виде отдельной фации друзовых гранитов. Внешне микропегматитовые граниты – серые, а при выветренности – коричневатые породы, количественно-минералогический состав следующий (в %):

Таблица 5

	Q	Ksp	Pl	Bi+Акц
Микропегматитовый гранит [123]	30	45	19	6
Микропегматитовый гранит [91]	35,4	41,7	18,3	4,5
Микропегматитовый гранит [91]	35	35	20	10

Структура породы характеризуется идиоморфизмом сравнительно основного раннего зонального Pl. Порядок кристаллизации идентичен «гранитам кровли», описанным выше. Однако, в отличие от последних, на конечной стадии магматической кристаллизации образуются эвтектоидные минеропегматитовые сростания Q с Ksp. При этом пегматит как бы выкристаллизовывается при разрастании идиоморфных крупных кристаллов, продолжая его образование (рис. 13, (а, б) шл. 18). Структура породы в целом гранофировая микропегматитовая или банатитовая, текстура массивная. *Порядок кристаллизации и парагенезис:* 1) Pl₃₅₋₄₀ (сильно зональный); 2) Pl+Bi; 3) Pl+Bi+Q; 4) Ksp+Bi+Q (эвтектика – конечный парагенезис).



а



б



Рис. 13. Массив Брокен, микропегматитовый гранит. Николи скрещены (шл. 118).

Рис. 14. Массив Брокен, обратно-зональный Pl. Николи скрещены (шл. 140-2).

Микропегматитовые граниты, как «граниты кровли», отвечают эвтектике II поля. Микроклин здесь также зонален, причем в ядрах он менее натровый, чем периферийные части зерен. Зачастую микроклин присутствует в двух генерациях. Ранний микроклин при этом обрастает реликтами кислого Pl, а уже вокруг последнего вновь развивается поздний микроклин. Кроме того, Хробок и автор наблюдали также в шлифах из этих пород *обратнозональные плагиоклазы* (рис. 14, шл. 140-2). Как и для случая «гранитов кровли», здесь наблюдаются признаки отчетливого резкого повышения щелочности расплава до уровня II поля. Подобные необычные и обратные петрографические факты свидетельствуют не о температурной зональности, а о апотектичном защелачивании расплава. Микропегматитовые граниты в целом мало отличаются от биотитовых «гранитов кровли» банатитового типа. В этих породах лишь усиливаются гранофиновые структуры и эвтектоидные соотношения Ksp и Q, появляется в больших количествах Tu, меньше встречается различных ксенолитовых разнородных включений и т.д. К постмагматическим процессам относится образование пертитов, соссюритизация Pl, замещение Vi хлоритом и Ep.

Среди микропегматитовой фации гранитоидов Брокена выделяются также *порфиroidные микропегматитовые граниты* (шл. 120, 134, 140-2), которые отличаются от описанных выше пород лишь структурными соотношениями минералов. Порфиroidность подчеркивается крупными, обычно идиоморфными кристаллами зонального Pl (кисло-среднего), часто сдвойникового Ksp, и изометричного Q на фоне основной массы с микропегматитовой структурой *эвтектического прорастания* Ksp и Q, а также Q, Ksp и Ab. При этом зачастую наблюдается корродирование микропегматитом кристаллов Pl. Участками основная масса обладает гранофиновой структурой. *Выделяются следующие структурные группы минералов*: 1) $Pl_{25-35} + Ksp_1 + Q_1$ (фенокристаллы); 2) $Pl_{5-15} + Ksp_{II} + Q + Bi$ (основная масса) и 3) $Ksp_{II} + Bi + Q$.

Отличаются также, как и среди вышеотмеченных гранитов, разности с пойкилобластовой структурой, обусловленной кристаллизацией позднего аутометасоматического Ksp и кислого Pl. Фенокристаллы Ksp и реже Pl, разрастаясь в основную массу, с одной стороны, принимают облик порфиробласт с включенными в них изометричными зернами Ksp,

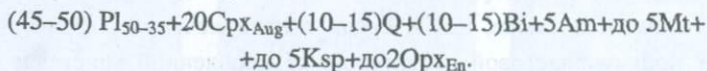
Q, Pl и, с другой стороны, переходят в микрографические сростания Ksp и Q. Отмечаются, кроме того, и самостоятельные порфиобласты Ksp.

Породы гранит-диоритовой зоны

Породы гранит-дiorитовой зоны образуют краевые широкие зоны в северной и восточной частях массива Брокен (рис. 11). Хробок отмечает, что, по-видимому, одновременность выходов авгитовых и др. гранитов, диоритов и равноценность величины вертикальной смещенности магнитной интенсивности (ΔZ) в этих породах являются следствием общего процесса. В качестве причины он рассматривает гибридизацию гранитов в период внедрения.

Диориты, авгитовые и др. граниты

Диориты, авгитовые и другие граниты внедрились значительно раньше главных тел гранитов массива. Об этом свидетельствуют факты пересечения гранитами диоритов (типа Куленкопф, Глассхюттенвег и др.), известные ранее и наблюдаемые автором. То же самое относится и к восточной краевой зоне, где под влиянием гранитов в диоритах образована широкая контактово-метасоматическая полоса измененных пород. Диориты, по Хробоку, имеют однозначно догранитный возраст, а время их внедрения совпадает с временем вторжения габброидного комплекса, с которыми устанавливаются также ряд общих генетических черт. Плагιοграниты, диориты и другие породы этой группы представляют собой серо-зеленые породы и отвечают по составу кварц-биотит-роговообманковым плагιοгранитам, кварц-биотит-авгитовым диоритам, биотит-авгитовым диоритам и биотит-авгитовым габбро. Некоторые разности сильно обогащены полевошпатовой фазой, что является следствием воздействия гранитных расплавов. Диориты петрографически были достаточно детально описаны у Займа. Микроскопическое исследование свидетельствует о соотношениях (в %):



Плагιοклас (Pl) зонален, лейсты его 0,4–1 мм; зональность обычно непрерывная. Состав меняется от средних зерен к малым, от лабрадора (55% An) к андезину (35–43% An) в контакте с Q.

Пироксен (*Aug*) – образует изометричные короткопризматические зерна величиной 0,2–0,6 мм. $Ng-Np=0,028$, $C:Ng=41-47^0$, $2N=54^0$.

Пироксен (*En*) – слабо плеохроирует в розовых тонах, замещается уралитом.

Биотит (*Bi*) – образует красно-бурые чешуйки (0,4–1,2 мм) с резким плеохроизмом до желтоватого по *Np*, $Ng-Np=0,054$.

Амфибол (*Am*) – плеохроизм зеленовато-желтого цвета по *Ng* до желтоватого по *Np*, $Ng>Np$. $Ng-Np=0,022$; $C:Ng=21$; $2N=-72-73$. Представляет собой *Hгп*, развивающуюся по *Rx*.

Породы обладают пойкилобластовыми, реликтовыми и офитовыми структурами. Сильно развита коррозия *Pl* кварцем. Судя по характеру взаимоотношений минералов, *Bi* кристаллизовался уже после главных минералов – *Pl*, *Rx*, *Mt*. *A Q* и *Ksp* являются положительными, они «съедают» все вплоть до образования минералов, по характеру они скорее метасоматические. Для пород этого типа могут быть выделены следующие структурные группы минералов: 1) $Pl_{35-55}+Cr_{x_{Aug}}\pm Op_{x_{En}}+Mt$; 2) $Pl_{25-35}+Vi+Am\pm Q$; 3) *Q*. В других разностях пород в некоторых дифференциатах присутствуют: 1) $Cr_{x_{Aug}}+Mt$; 2) $Vi+Ksp\pm Q$.

Акцессории – *Ap*, вторичные – *Chl*, *Ep*, соссюрит. Минеральные парагенезисы рассмотренной группы пород отвечают в основе I или V полю щелочности по диаграмме Д.С. Коржинского, а после стадии повышения активности щелочей происходит переход к минеральным парагенезисам, типичным для IV (II) поля щелочности. По своим минерало-генетическим признакам это скорее породы *плаггиогранитного палингенного* типа.

Гастингсит (Gas)-биотитовые щелочные граниты

Гастингсит (*Gas*)-биотитовые щелочные граниты, развитые в северной части «гранит-диоритовой зоны» в районе *Steinerne Renne* и *Wolfsklippen* (722,5 м) в виде небольших отдельных выходов тел северо-западного простирания. Кроме того, амфиболовые граниты наблюдались в верховьях р. Ильзе (шл. 129, 130, 131, 362 и др.). Границы выходов этих пород постепенные и выражаются в обогащении цветными минералами ряда зон пород *плаггиогранитного* типа. Количественно-минералогиче-

ческий состав (в %): $(15-25)Pl_{8-37}+(38-45)Ksp+(28-35)Q+(3-5)Bi$, Gas. *Акцессории* – Ar, Zr, Mt, реже Tu и Gr. Породы обычно порфиroidные, слабопорфиroidные. Структуры бластические, порфиroid-бластические, характеризуются идиоморфизмом кристаллов зонального Pl, Ksp_I (ранней генерации, иногда тоже зонального) и изометричного Q_I , которые погружены в ксеноморфную массу поздних зерен Q, Ksp_{II} , в меньшем количестве кислого Pl, Bi и *гастингсита* (реже – баркевикита (Bar)). Последние заполняют интерстиции с образованием порфиroid-пойкилобластических, гранитных и аллотриоморфозернистых структур, переходящих в микропегматитовые. Текстуры массивные, слаботакситовые.

Состав Pl изменяется от андезина (№30–37) в ядре до Ab-олигоклаза (№8–10) в краевых зонах и микропегматитах. При этом иногда отмечаются резкие отчетливые границы зон в периферической части кристаллов: поздний кислый Pl прорастает к более раннему, хорошо ограниченному идиоморфному кристаллу. Ksp_{II} корродирует и цементирует Ksp_I , Q, Pl и Bi. Ксеноморфный Q цементирует и обрастает Bi и Gas. *Структурные группы и парагенезисы*: 1) $Pl_{20-37}+Ksp_I+Q_I$; 2) $Pl_{8-20}+Ksp_I+Q_{II}+Gas(Bar)+Bi\pm Gr$; 3) $Ab+Ksp_{III}$ (автометасоматоз).

Парагенезисы:

общий – $Pl_{8-37}+Ksp+Q+Gas(Bar)+Bi$;

типоморфный – $Ksp+Gas(Bar)+Bi$. С низкотемпературными постмагматическими процессами связано образование Chl, Ep, серицита, Ab.

Анализ парагенетических ассоциаций свидетельствует об очень раннем подщелачивании расплава и переходе еще на ранней стадии к выпадению парагенезиса минералов, отвечающих IV (II) полю щелочности. В целом, резкое повышение щелочности подводило, по-видимому, кристаллизацию к апотектическим процессам, аналогичным явлениям, установленным ранее для центральной Армении.

Крупнозернистые граниты (гранофиры)

Крупнозернистые (гранофиroidные) граниты слагают также краевые фации массива (особенно в районе Steinerne Renne и на востоке) и представляют собою светло-серые (иногда при выветривании бурые) породы. Породы содержат друзовые пустоты и изометричные скопления, занятые призматическими кристаллами шерла (до 3 см). Структура породы пор-

фириобластовая. Минералогический состав крупнозернистых гранитов, по данным ряда исследователей, показан ниже (в %).

Таблица 6

Адрес, автор	Q	Ksp	Pl	Bi	Акцес.	Сумма
Оттофельз (4E) [123]	33	46	15	6	объеден. с Bi	100
Камсноломня Кнаупхольц (24E) [123]	34	46	15	5	—	100
Тифенбахталь (121Н) [91]	29,3	34,7	27,9	6,8	1,4	100,1
Ущелье р. Штейнерне Ренне	35	35	20	5	5	100

Плагиоклаз образует зональные фенокристаллы размером 1,0–10,0 мм, содержание его колеблется от 10 до 20%. По составу он скорее отвечает кислому андезину ($Ап_{30-35}$) и обычно серицитизирован и сосюритизирован. Pl замещается Ksp с образованием скелетных форм и полных псевдоморфоз.

Калишпат образует с Q микрографические эвтектоидные структуры. Весьма характерны его сферолитовые текстуры. Представлен Ksp также двумя генерациями, величина зерен от 0,3–1,6 мм, зачастую сдвойникован. Характерны пертиты распада и замещения. В фенокристаллах: $2V=52-62^{\circ}$, в Ksp_{II} – $2N=56^{\circ}$. Кристаллы частично серицитизированны.

Кварц – зерна от 0,2 до 0,5. Участвует в микропегматитовых структурах. Мелкозернистый Q основной массы тесно ассоциирует с поздними Ksp и Pl.

Биотит – чешуйки от 0,3 до 0,8 мм. Имеет темно-бурый цвет, резко плеохроирует и почти нацело замещен Chl и Ep. Участками порода представляет собою полнокристаллический равномерно-зернистый гранит с парагенезисом $Pl+Bi+Ksp+Q$.

Кристаллизацию магматических минералов замыкает Ksp. Переход к гранит-порфиловому типу постепенный, но быстрый, через промежуточную зону с преимущественным развитием порфиробласт Ksp. По-видимому, образование порфиробласт связано с поступлением щелочного раствора из еще не застывшего кристаллизующегося расплава главной фации. Именно эти растворы способствовали замещению позднего Pl (Pl_{II}) основной массы Ksp.

Структурные группы и парагенезис:

- 1) Pl_{35-40}^I (фенокристаллы);
- 2) $Pl_{30-35}^{II} + Bi + Ksp_1 + Q$ (основная масса);
- 3) $Ksp_{II} + Q$.

Парагенезис общий – $Pl + Bi + Ksp + Q$;

типоморфный – $Ksp + Bi + Q$. Аксессуары – Zr, Ar, Mt , вторичные – Er , пистацит, соссюрит, Flu , пренит. По уровню щелочности породы сохраняется II поле, переход к которому совершился, как и в предыдущих случаях, еще на ранней стадии кристаллизации.

Комплекс «Ильзештейн»

Комплекс гранитов массива Ильзештейн образует клиновидное тело между герцинидами «гранит-диоритовой зоны» и породами зоны Аккер-Брухберг. Массив представляет собою вытянутое в направлении герцинских структур тело длиной 11 км и шириной 2,5 км.

Обособленному рассмотрению этих пород Брокена способствовали их две главные особенности: сильно буроватая до красного цвета окраска и значительная податливость процессам выветривания.

При обсуждении генезиса этих пород берутся во внимание не только петрогенетические, но и тектоногенетические особенности их формирования. По мнению Эрдманнсдерффера, Тикке, граниты Ильзештейна являются конечными дифференциатами, о чем свидетельствуют высокая кремнекислотность, сильное воздействие летучих и пегматоидность этих пород. Кроме того, распространенные в северной части «гранит-диоритовой зоны» крупнозернистые граниты сравнительно плавно переходят в граниты Ильзештейна (долина р. Гроссе Зандталь). Вблизи выходов габбро массива Гарцбург и контактовых зон диоритовой полосы в северной и восточной частях наблюдается сильное увеличение зернистости гранитов Ильзештейна. В целом последние обнаруживают целый ряд сходных петрографических черт с друзовыми, крупнозернистыми гранитами.

С другой стороны, несколько экзотичная буро-красная окраска гранитов Ильзештейна объясняется высоким уровнем процессов окисления железа, связанного частично в Og в виде окислов. Об этом свидетельствуют приведенные в таблице 7 данные.

	FeO	Fe ₂ O ₃
Серый гранит кровли (Шнеелох)	1,56	1,06
Серый микропегматитовый гранит (Клайне Биркенкопф)	1,99	0,89
Красный гранит Ильзештейн (Гроссе Франкентал)	0,72	1,55

Многообразные разновидности гранитов массива Ильзештейн различаются лишь количеством и размерами порфировых выделений полевого шпата, присутствием графических сростаний Q и Ksp, колеблющимися содержаниями Ep, Tu, гематита (Hem), Mt и т.д. При исследовании под микроскопом граниты Ильзештейна обнаруживают *следующий парагенезис* (в %): 30Ab+40Ksp+25Q+5Vi. Акцессории – Tu, Ap (шл. 128, 359, 360, 1061, 1291).

Плагиоклаз – зерна фенокристаллов 1,2–10 мм образуют широкие полисинтетически сдвойникованные таблицы и сильно замутнены за счёт мелкозернистых агрегатов Ep, серицита, каолинита. По-видимому, это результат изменения более основного Pl.

Калишпат – лейсты 1,0–8,0 мм гипидиоморфного или ксеноморфного облика. Сильно пелитизирован, проступает ложнопертитовая структура.

Кварц – изометричные и ксеноморфные зерна обладают мозаичным угасанием и образуют мелкие червообразные вростки в Ksp и Ab.

Биотит – гидратизированный, волокнистый, темно-зелено-бурого цвета, полностью замещен Chl и окислами железа.

Турмалин – образует лучистые, ромбовидные темно-коричневые и фиолетовые зерна размером до 1–1,2 мм. Обнаруживает резкий плеохроизм. Диагностирован по отрицательному оптическому знаку и индексу удлинения как шерл.

В структурном отношении примечательна роль Q, который цементирует и разъедает кристаллы кислого Pl. Последний, кроме того, интенсивно подвергается замещению Ksp до стадии образования почти полных псевдоморфоз. Основная масса породы содержит Q, Ab, Ksp, мелкие зерна рудного минерала, чешуйки Vi. Ksp образует с Q эвтектоидные микропегматитовые структуры. Характерны также сферолитовые текстуры, выраженные в развитии вокруг фенокристаллов лейст

Ksp, проросшего ориентированными лучисто микроворстками Q (шл. 359). Характерно образование Tu тесной ассоциации с мелкозернистыми Ab и Q.

Выделяются парагенезисы:

- 1) Ab_{6-8} ;
- 2) $Ksp+Bi+Q$;
- 3) $Ksp+Q$ иногда $Ab+Q+Tu$.

Соответственно высокому уровню щелочности отвечает необычная *устойчивость парагенезисов*, типоморфных для II поля по пучковой диаграмме гранитов Д.С. Коржинского. Для решения генетических вопросов в отношении места и времени кристаллизации гранитов Ильзештейна крайне примечательно петрологическое сходство их парагенезисов и уровня щелочности с крупнозернистыми гранитами «гранит-диоритовой зоны». Основные особенности пород Ильзештейна – это почти полное отсутствие реликтовых низкощелочных парагенезисов, вполне устойчивая, высокая щелочность II поля и близзвектоидные соотношения в основной массе. Следовательно, граниты Ильзештейна можно принять за конечные глубоко защелоченные дифференциаты в ряду пород банатит-гранитовой серии.

Граниты массива Окер

Гранитоидный массив Окер исследовался Фуксом, Штютце и др. авторами. Остановимся в основном на петрографических и минералогопарагенетических особенностях гранитоидных пород этого массива. Граниты Окера выступают главным образом в виде отдельных тел на правом берегу р. Окер. По своей геологической позиции они занимают пространство между породами отложений девона и диабазовым поясом верхнего Гарца. Современный эрозионный срез позволяет видеть главные обнаженные выступы гранитных тел лишь на отрицательных участках рельефа (долины рек и т.д.), а другие части массива наблюдаются в виде «гранитных островков» или выступов среди глинисто-сланцевых отложений кульма складчатой зоны Клаустала.

Денглер различает южную основную массу письменного (микропегматитового) гранита и северную краевую гибридную, подчеркнута

представленную основными породами. Денглером были выявлены и закартированы жильные проявления биотит-авгит-габбро, (кварц)биотит-авгит-диорита, авгит-гранита, биотит-диорита и от гранодиорита до гранита. Плутон Окер был последний раз исследован Фуксом. По результатам его исследований следует рассматривать глубинные магматические породы Окера не как прямое продолжение плутона Брокен, как ранее представлялось, а как отдельный ассиметричный плутон. Расположение разновидных пород и условия их залегания привели Фукса к заключению, что плутон Окер является языкообразным или грибообразным ассиметричным лакколитом, дискордантно и только местами конкордантно проникшим в нижнедевонские–нижнекарбоновые отложения. Пути поднятия расплава послужили, как и у массива Брокен, элементы растяжения рейнского направления. При этом северная часть плутона отсечена северным глубинным разломом и погружена. Фуксом выделены следующие разновидности пород: 1. письменный гранит; 2. нормальный гранит; 3. авгитовый нормальный гранит; 4. гранодиорит и кварцдиорит; 5. биотит–авгит–кварц–диорит.

В южной основной массе гранита плутона Окер простираются нарушения в рудногорном направлении, в северной части массива – в герцинском направлении. Основная масса гранита Окер состоит из среднего до крупнозернистого микропегматитового письменного гранита. Он сложен из следующих минералов: Pl (сильно серицитизированный, пигментированный и опыленный Нем, содержание An: An₅₋₁₈, зоны срастания письменного гранита), Ksp (гипидиоморфные Og и микроклин), Q (мелкий письменный Q и крупный Q с включениями Zr, Tu, Ap, Ru, Ep), слюды (серицит, Chl, Bi, Mu); акцессории – Hrn, Mt, Ap, Zr, Tu, Ru, Ep.

Кислые разновидности гранита распределены в краевых частях, а в ядровой части интрузии расположены основные диоритовые образования. Зональное распределение указывает на предварительную дифференциацию в магматическом очаге. Основные породы плутона Окер, как биотит–авгит–кварц–диорит, параллелизовались Фуксом с кварц–диоритами и кварц–габбро западного краевого габбро массива Гарцбург. Фукс предполагает происхождение дифференциатов пород и интрузий из общего глубинного дифференцированного очага.



Рис. 15. Схема формирования магматитов в западном Гарце (Фукс [102]): I фаза – гравитационная дифференциация; II фаза – отделение части глубинного расплава и подъем дифференцированной магмы (кристаллы+расплав) на субвулканический уровень; III фаза – образование ассиметричного тела гранитного лакколита.

Главным отличием гранитов Окера, по сравнению с породами Брокена, является более устойчивое развитие парагенезисов IV поля щелочности гранитов и среди них наиболее типоморфного $Rx+Bi+Ksp \pm Q$. Однако следует подчеркнуть, что для габброидов и диоритовых типов сохраняются ассоциации I и V полей, которые в последствии переходят в устойчивые парагенезисы минералов II и IV полей.

Плутон Рамберг

Массив Рамберг

Гранитный массив Рамберг площадью в 30 км^2 прорвал в варисцийскую фазу породы складчатой зоны Блангербурга и подверг контактовому метаморфизму отдельные части зонн Танне и Гарцгероде. В поверхностном сечении он представляет собой треугольник, катет которого длиной до 7 км вытянута в направлении герцинских структур. Сравнительный анализ результатов изучения геологического строения Рамберга с

данными гравиметрических измерений показал, что весь гранитный массив

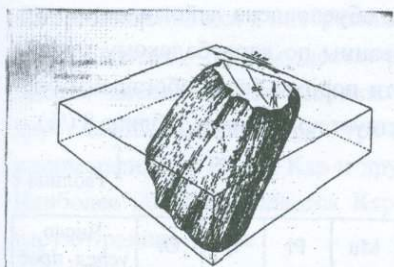


Рис. 16. Модель плутона Рамберг [109].

представляет собою мощное пятнообразное тело, которое погружено к Ю-ЮЗ под осадочные отложения.

Массив расположен между городами Тале и Бад Зюдероде, а на ЮВ его венчает г. Викторсхехе (582 м). Общее падение плутона довольно крутое – к Ю, ЮВ. В приконтактной полосе известны породы типа мусковитовых роговиков, которые от контакта переходят в нормальные роговики и далее – в обычные сланцевые отложения. В 60–80 м от контакта (эндоконтакт) обычные среднезернистые породы переходят в мелкозернистые, где усиливается роль слюд. В этой связи выделяется *фация кварц-сланцевых пород следующего состава*: 40%Vi+ +Mu+60%Q и реже Tu. В противовес Брокену граниты Рамберга петрографически сравнительно однородны. Число ксенолитов вмещающих пород также сведено к минимуму. Наиболее распространены равномерно зернистые *двуслюдяные граниты*, в которых Ksp количественно преобладает над Pl (15–30% An). Слюды представлены Vi и Mu. *Последовательность кристаллизации* породообразующих минералов: Vi→Mu→Pl (олигоклаз–Ab)→Ksp(Or)→Q.

Двуслюдяные граниты пересекаются в меридиональном направлении полосой в 2 км, сложенной *порфиroidными биотитовыми грани-*

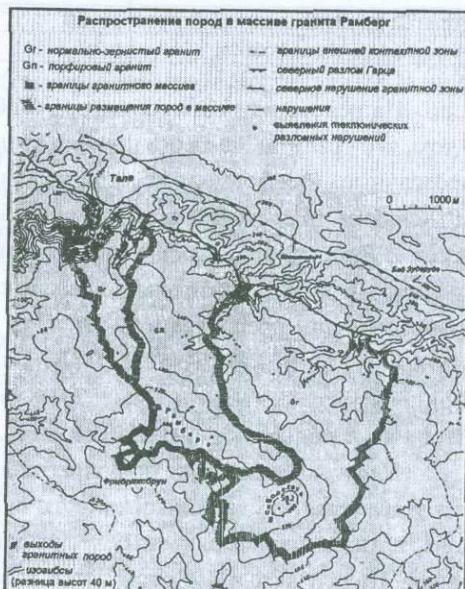


Рис. 17. Карта гранитов Рамберга [109].

тами. Эти породы прослеживаются с севера от Зоммерклиппена на юг до Фридрихсбрунна. Порфирировая структура обусловлена лейстовыми выделениями Ksp, которые часто сдвойникованны по карлсбадскому закону. По своему минералогическому составу эти породы более обогащены биотитом и плагиоклазом. Об этом свидетельствует приводимая таблица 8 (%).

Таблица 8

	Bi и Chl	Mu	Pl	Q	Or	Число усред. проб
Среднезернистые двуслюдяные гр-ты	3,1	2,6	21,8	40,2	32,3	18
Порфирировидные биотитовые гр-ты	8,6	1,5	25,8	37,3	26,8	48
Эрихсбургский гранит из дайки	1,7+0,2 Tu	4,9	24,4	34,7	34,1	1
Аплиты (пологопадающие)	2,1	4,1	27,6	37,3	28,9	5
Аплиты (крутопадающие)	1,0+2,6 Tu	2,1	30,5	35,1	28,7	8

На основе изучения характера и облика аксессуаров сделан вывод о том, что граниты Рамберга прошли стадию гранитизации (округленные, прозрачные, бесформенные кристаллы Zr, присутствие And и Gr объясняется процессами ассимиляции боковых пород). Наиболее интересен с петрографической точки зрения *порфирировидный биотитовый гранит*, который значительно более свежий и отличается от двуслюдяных гранитов лишь преобладанием Bi. Под микроскопом в нем устанавливаются (в %): 15Pl+42Ksp+38Q+5Bi (шл. 145, 380/520 и др., севернее Фридрихсбрунна, вблизи отм. 564,8 м). Аксессуары – Ap, Zr, Mt. Вторичные минералы – Mu, Chl, серицит, Ab, Q.

Плагиоклаз образует широкие таблитчатые кристаллы. Зональность его угасающая, а сдвойникованность непрерывная. По составу – олигоклаз, хотя по периферии он более кислый. В ядре зерна серицитизированны. На контакте с Ksp отмечается довольно резкая полоска – зона Ab.

Калишпат – гипидиоморфный в ранних генерациях (Ksp_I) и ксеноморфный в более поздних (Ksp_{II}). Ранний Ksp часто образует простые двойники, однако для него более характерны микропертиты распада. Для ксеноморфного Ksp_{II} более типичны микропертиты замещения. По Ksp развиваются мелкие чешуйки Mu. Замеры величин угла 2V для Ksp: Ksp_I – 50; Ksp_{II} – 57, 58, 62, что свидетельствует о его принадлежности к Or.

Кварц встречается как в идиоморфных, так и ксеноморфных зернах, развивающихся в интерстициях минералов.

Биотит – преимущественно темно-бурой окраски. В нем наблюдаются плеохроичные дворики. $Ng-Np=0,060-0,061$. Он часто ассоциирует с *Mt*. В целом структура породы гранитовая, характеризующаяся идиоморфизмом *Pl* над *Ksp* и другими породообразующими минералами. Наиболее поздним является *Ksp*, бласты которого проникают и цементируют ранние зерна.

Структурные группы минералов:

- 1) Pl_{20-25}^I ;
- 2) $Vi+Ksp_{Pl}+Q_I$;
- 3) $Pl_{Ab}^{II}+Ksp_{Pl}+Q_{II}$.

Равновесные парагенезисы:

- 1) $Pl_{омг.}+Ksp+Q$;
- 2) $Ksp+Vi+Q$, отвечают близэвтектическим ассоциациям II поля щелочности гранитоидов по Д.С. Коржинскому.

Среди гранитов Рамберга преобладают распространенные к западу и востоку от полосы типичных порфировидных биотитовых гранитов *грейзенизированные двуслюдяные граниты* с *And*, *Gr* (альмандин) и *Tu*. Количественно-минералогические соотношения в них (%): $(22-25)Pl_{35-10}+(34-35)Ksp+(37-38)Q+5(Vi+Mu)$ (шл. 138, 139, 140). Аксессуары – *Ap*, *Zn*, *And*, альмандин, *Tu*. Вторичные минералы – *Mu*, серицит, *Q*, *Ab*, *Chl*.

Плагиоклаз образует широкие нечетко сдвойникованные кристаллы (1–3,0 мм), которые гаснут зонально. Зональность прерывистая и выражена плохо, участками угасание мозаичное. Центральные участки зерен замещены серицитом с *Er* и *Ab*. По составу – андезин (№35). Несколько более поздний ксеноморфный *Pl* тесно ассоциирует с *Q*, *Ksp* (№ 10–15) и сильно замутнен наложенными мелкими включениями минералов.

Калишпат представлен крупными гипидиоморфными лейстами (1,2–8 мм), однако, кроме того, известны также ксеноморфные кристаллы. Характерны микропертиты распада и замещения. Присутствуют крупные, нередко лапчатые двойники. Угол $2V$ ксеноморфного *Ksp* колеблется от $70-75^{\circ}$.

Кварц образует почти все типы кристаллов от гипидиоморфных до мелких агрегатов в стыках зерен и трещинах. Присутствует во всех структурных группах. Величина зерен 0,8–4 мм.

Биотит встречается в виде темно-бурых чешуек (1–2,8 мм) с резким плеохроизмом ($N_g-N_p=0,042-0,044$), в них развиваются плеохроичные дворики. Замещается *Mu* и *Chl*.

Мусковит – бесцветный, $N_g-N_p=0,045$.

Андалузит образует отдельные бесцветные призматические резорбированные кристаллы и зернистые агрегаты. Оптические характеристики: $S:N_p=0-25$; $l=(-)$; $N_g-N_p=0,06$; угол $2V$ высокий -60 ; -72° . Тесно ассоциирует с *Mu* и *Tu*.

Турмалин – кристаллы до 1,2 мм. Окраска пятнистая. Плеохроирует от бесцветной вдоль удлинения до слабо-фиолетовой и участками коричневой окраски поперек удлинения. $N_g>N_p$; одноосный $(-)$; $S:N_g=0$; $l=(+)$. Типичный шерл. Выступает в ассоциации с мелкозернистым *Q* и *Mu*.

Гранат встречается значительно реже. Представлен изотропными бледно-розовыми зернами с характерными очертаниями. Структура породы – гранатовая, а текстура – массивная, слаботакситовая. *Структурные группы*:

1) Pl^I_{35-12} ;

2) $Ksp+Bi+Q$;

3) $Pl^{II}_{5-15}+Ksp+Q$;

4) $Q+Mu+Ab+And+Tu+Gr$.

Последняя структурная группа накладывается на вышеуказанные парагенезисы минералов в послемагматическую стадию и развивается в интерстициях, трещинах, на стыках, в прожилках. Именно эта группа минералов отражает процесс грейзенизации. Низкотемпературным процессам обязано появление – *Chl*, соссюрита, *Ab* и др.

По уровню щелочности, сильной кремнекислотности и другим петрологическим признакам гранитные породы Рамберга близко стоят к соответствующим биотитовым «гранитам кровли» Брокена. Отсутствие основных *Pl* (в реликтах) и других (кроме *Bi*) темноцветных минералов свидетельствует об их образовании уже на стадии довольно сильного защелачивания расплава (II поле), а, с другой стороны, образование

ультракислых близэвтектоидных парагенезисов и их преимущественное развитие привело к ускорению проявления широких автометасоматических процессов. Последние выражаются в интенсивной общей грейзенизации, мусковитизации, хлоритизации, альбитизации и др. Так, к западу и востоку от полосы порфиридных биотитовых гранитов представлены типичные двуслюдяные граниты. Следовательно, следует полагать присутствие в массиве Рамберг двух генетических разновидностей пород:

магматическая фация – порфиридные биотитовые граниты;

автометасоматическая фация – грейзенизированные граниты.

Интересно подметить, что здесь, как и в дайке Боде, краевые части массива сложены аналогичными лейкократовыми породами, а центральная часть – обогащенными мафическими минералами, дифференциатами. Эта особенность еще раз подчеркивает близость путей и механизмов их формирования, а также возможное участие в обоих случаях процессов последовательного поступления (ламинарное движение) кислых растворов конвективных потоков в послемагматическую стадию, что могло приводить к развитию у стенок жерла или камеры глубоких автометасоматических процессов вплоть до развития грейзенизированной фации двуслюдяных гранитов (Рамберг) и существенно кварцевых пород типа кварц-порфиров (Боде). К плутону Рамберг причисляют также дайку Боде.

Дайка Боде

По данным Эрдманнсдерффера и Шуста она представлена двумя параллельными телами кварц-порфировых пород, расположенных на удалении примерно на 100 м друг от друга между Штекленбергом и Вендефуртом и обнажающихся в глубоком каньоне р. Боде. Граниты Рамберга расчленяют систему даек на западную (8 км) и восточную (1 км) части. По мощности выходы дайки колеблются от 3 до 8 м. На отдельных участках тело дайки ступенчато и многократно разорвано близширотными нарушениями (рудногорские структуры). Генеральное падение дайки Боде – Ю-ЮЗ, 70–80°. Вмещающими породами являются главным образом виссенбахские сланцы низов среднего девона. Характер контактов рвущий, магматический. Возрастные взаимоотношения дайки Боде и гранитов массива Рамберг были выяснены Шустом, благодаря этим работам было установлено, что граниты Рамберга прорывают породы

дайки Боде. Следовательно, подтверждается более древний возраст последней. Как уже было упомянуто выше, оба параллельных тела дайки близширотного простирания пересекают ущелье р. Боде между населенными пунктами Тале и Трезебургом. Северная дайка выступает на участке Гевиттерклиппен и переходит на левый борт реки. Здесь в каньоне она была детально обследована автором. По сложившимся представлениям дайка носит «смешанный» характер: светлые кварц-порфиры были позднее по параллельным трещинам прорваны более темными гранит-порфирами. По обеим зальбандам дайки развиты светлые кварц-порфиры, а по ее ядру протягиваются темные гранит-порфиры, т.е. дайка представляет собою два «вложенных» друг в друга тела, причем в центральной части известны многочисленные округлые и линзовидные ксенолиты пород самого различного состава (гранит-порфиры, жильный кварц, диабазы, гнейсы, эклогиты и др.). Окатыши и линзовидные включения ксенолитов сосредоточены большей частью вдоль зальбанд дайки. Темные «зальбандовые» гранит-порфиры прорывают отдельными апофизами светлые кварц-порфиры и вмещающие осадочные породы. Кроме того, темные гранит-порфиры несут в себе ксенолиты обломков кварц-порфировых пород Боде. В «смешанном» виде дайка прослеживается к востоку около 300 м, а в дальнейшем она приобретает относительную петрографическую однородность, хотя в гранит-порфире наблюдаются некоторые неравномерности в распределении мафических минералов и, особенно, пластинчатого Bi . Полевые наблюдения и результаты прежних исследователей подсказывают мысль о значительности роли процессов конвекционных токов в данной магматической камере, связанной с глубинным очагом. Наиболее типичным представителем пород дайки Боде являются биотитовые гранит-порфиры. Они повсеместно преобладают по простиранию дайки.

Минералогический состав (в %): $(5-15)\text{Pl}+(40-50)\text{Ksp}+40\text{Q}+(3-5)\text{Bi}$ (шл. 383/522, 149, 148, 384/521 и т.д.). Акцессории: Ap , Zr , Mt . Порфировые выделения составляют 5–10% породы и представлены измененным Pl (2–4,0 мм), Ksp (до 4,0 мм), Q (0,8–2,5 мм). Основная масса сложена микролитами Pl , Q , Bi , Ksp с размерами зерен 0,2–0,6 мм.

Pl вкрапленников сильно изменен, но сквозь вторичные изменения «просвечивает» зональность и двойникование. Очертания его кристаллов

обычно идиоморфные, однако встречаются зерна и с извилистыми «лапчатыми» краями. Pl основной массы также изменен, но по составу отвечает Ab-олигоклазу. Крупные лейсты Ksp, невзирая на измененность, также обнаруживают «прерывистую» зональность. Все они представлены пертитами замещения и распада; широко развиты мирмекиты как результат замещения Ksp кристаллов Pl основной массы; отмечаются также и антипертиты. Q во вкрапленниках образует изометричные и гипидиоморфные кристаллы нередко с извилистыми краями.

Структуры основной массы гранитные, аплитовые и пойкилитовые. В последнем случае наблюдаются пойкилитовые прорастания изометричных, часто гранулированных зерен Q, Pl и Ksp основной массы «лапчатыми» кристаллами (бластами) Ksp и реже Ab. Кристаллобласты Ksp отчетливо использовались во вкрапленниках в качестве центров кристаллизации. Среди *парагенезисов минералов различимы структурные группы:*

- 1) $Pl^I_{20-30} + Q_I + Ksp_I$ (фенокристаллы);
- 2) $Pl^{II}_{8-15} + Q_{II} + Ksp_{II} + Bi$ (основная масса);
- 3) $Ksp_{III} + Ab$ (порфиробласты).

Темный гранит-порфир, который «внедрился» несколько позже в лейкократовые кварц-порфиры вдоль той же трещины и обнажается на участке Гевиттерклиппен в ущелье р. Боде, отличается достаточно интенсивной обогащенностью чешуйками Bi. А в целом минералогические взаимоотношения сохраняются прежними. Здесь не происходило истинного внедрения в общепринятом смысле слова, а скорее в силу того, что магматическая камера дайки имела сообщение в течение длительного времени с глубинным резервуаром, в этом случае температурный градиент обуславливал градиент плотностей. «Следовательно, в такой системе наблюдается тенденция к движению материала вниз вдоль стенок камеры и вверх в центре тела. При большом выносе тепла из системы путем теплопроводности конвенция будет происходить до тех пор, пока возрастание вязкости не прекратит этот процесс». Именно подобный поступательно-прерывистый процесс *конвективного движения* растворов привел к формированию «вложенных» или «смешанных» тел дайки Боде. На это указывают приведенные соотношения структурных групп минералов и факт расположения некоторых вытянутых обломков ксенолитов своими

короткими осями поперек линии контакта между темными и светлыми гранит-порфирами. При этом наиболее поздние струи и токи растворов носили все более и более кислотный характер ($Ab+Q$), увлекая за собой массу различных ксенолитов (в том числе кварц-порфировых) и «прижились» по законам ламинарного движения жидкости в трубе к стенкам трещины (полости), где ныне залегает дайка Боде.

Подводя итоги наблюдений за петрологическими особенностями интрузивных пород массивов Гарца можно отметить следующее:

1. Ультраосновные и габброидные породы Гарцбурга по главным признакам вполне отвечают единной *габбро-диорит-плагιοгранитной серии* (в понимании А.С. Павленко).

2. Апогаббро, габбро-диориты, диориты (кварцевые и бескварцевые) Брокена и Окера занимают промежуточные положения и относятся также к нещелочным толеитовым (базальтоидным) фациям I и V полей, которые отчетливо проявляют черты *банатит-плагιοгранитовой серии*. Для них характерны в ранних членах нормальная (боуэновская) последовательность выделения минералов и наряду с этим появление ранних идиоморфных осциллирующих зональных фенокристаллов P1, которые в поздних дифференциатах этого ряда корродируются Q и др.

3. Все типы гранитов (плутоны Брокен, Рамберг, Окер) обнаруживают принадлежность к *банатитовой (тоналит-граносиенитовой) серии*. Для них характерны: высокая лейкократовость, пойкилобластовые выделения P1, гранофировые структуры, обратная пертитовая зональность бластовых лейст Ksp, развития вокруг зерен последнего кислого P1, осциллирующая (иногда обратная) зональность P1, появление раннего V1 и другие типоморфные признаки апотектических высокощелочных гранитов II и IV полей щелочности. Все разновидности гранитоидов отличаются лишь некоторыми ступенями (уровнями) защелачивания в процессе перескока от щелочности I и V полей к парагенезисам II и IV полей. К наиболее ранней стадии защелачивания относятся «граниты кровли», за ними следуют микропегматитовые граниты и, наконец, наиболее близко стоят в эвтектике и глубоко защелоченной является фация гранитов Ильзештейна.

При рассмотрении фаций щелочности для гранитов Брокена можно констатировать присутствие двух ступеней (уровней) развития расплавов:

1. Ранние пироксеновые и амфиболовые щелочные граниты, гранодиориты Окера и Брокена (IV поле).

2. Поздние *апотектичные граниты* – «граниты кровли» («граниты центра»), микро-пегматитовые граниты Брокена, Рамберга, Окера, граниты Ильзештейна, Боде (II поле).

Значительная часть гранитов Брокена и Рамберга относится к нормальному *магматическому* типу, это, в первую очередь, относится к гранитам ядра массива – «гранитам кровли» и микропегматитовым.

В то же время, породы «гранит-диоритовой зоны» проявляют отчетливые признаки гибридизации габброидной серии пород поздними гранитизирующими растворами. Значительна также роль автометасоматических и контактово-метасоматических процессов.

Посторогенные вулканиты

Излившиеся породы перми южного Гарца петрографически впервые исследовались Науманном, Розе, Штрэнгом, Мюллером, Шнайдером и Эргином. Туфы этих вулканитов в бассейне Майсен изучал Шнайдер, а в бассейне Ильфельд – Мюллер.

Остатки излившихся лав в южном Гарце сохранились в районах Ильфельд – Штольберга, Бад Заксы и Бад Лаутэрберга, а также на Ауэрберге.

1. Пермский вулканизм начался излиянием лав среднего состава восточнее населенных пунктов Ильфельд и Гросернер. Эти так называемые мелафиры представлены полевыми шпатами флюидальной структуры, содержащими V_i и зерна Aug, Q, Ap и Mt. Включения представлены идиоморфными двойниками триклинного санидина, богатого кальцитом Pl и псевдоморфозами Mu, Ca+Chl+серпентина, Hem, ильменита, гетита по Px. В пермских конгломератах Мюллером был найден основной Pl с содержанием Ap_{45} , чаще встречался Ap_{26} .

Мелафиры Ильфельда относятся не к основным, а к средним вулканитам. По диаграмме Штрекайзена мелафиры южного Гарца попадают в поле 8, то есть являются кварцсодержащими латитами. Как и все эффузивные породы южного Гарца, латиты выражены щелочной тенденцией, параметры Niggli которой соответствуют *калий – диоритовому типу калиевой группы магмы по Niggli* (по Ниггли).

Кварцсодержащие латиты покровного чехла Ильфельда относятся к энстатит-порфирам даек среднего Гарца (черный порфир, мезодиабаз).

2. Большую площадь в южном Гарце занимает так называемый «ильфельдский порфирит» мощностью в несколько сотен метров. Вулканиты содержат зональный Pl с содержанием An во внешней оболочке до 20 %, а также включения санидина и агрегаты идиоморфного Q. В верхних частях покровного чехла уменьшаются содержания Pl и псевдоморфозы по Px и Am. Иногда Pl полностью отсутствует. Мафиты представлены 1–3% Bi и Mt. Ksp преобладает во всех исследованных образцах. Порфиры по диаграмме Штрекайзена ложатся в поле 3а и относятся к риолитам, только один состав находится в поле 7 и относится к кварцевым трахитам. Параметры Niggli более всего соответствуют *сиенито-гранитовому типу калиевого магматического ряда* (по Ниггли).

Таким образом, риолиты покровного чехла Ильфельда по составу схожи с жильными породами среднего Гарца, известными в литературе как «гранит-порфиры» и «серые порфиры».

3. Завершающими и кислыми вулканитами перми являются гранит-порфир Ауэрберга, фельзитовый порфир Бад Заксы и Бад Лаутэрберга.

Минеральный состав выражен Q, санидином, Bi, Chl, Mu, Hem, Mt и Zr. Доля коррозионного Q и санидина колеблется от 0 до 35%. Размеры зерен от 0,1 до 12 мм. найдены в жилах Грос Кноллен и Ауэрберга различные включения Ksp составом (в %): Og (95,1–86,0); Ab (3,5–13,0); An (1,0–2,4). Вторичный зеленый и голубой Tu представлен одиночными кристаллами и розетками в жилах Грос Кноллена и Ауэрберга. По Шнайдеру, средний модалный минеральный состав риолитов южного Гарца следующий (в вес. %): 44Q, 43санидин, 10Mu, 2 (Bi+Chl) и 1 (Hem+Mt). В некоторых пробах было найдено значительное количество каолина.

Эффузивы Ауэрберга, Бад Заксы и Бад Лаутэрберга располагаются на диаграмме Штрекайзена во 2-ом поле, то есть в поле щелочных риолитов. Данные окислов в нижеследующей таблице подтверждают факт, что пермский вулканизм в Гарце начался излиянием латитовых расплавов среднего состава, позднее перешедших в сильно кислые и богатые калием риолитовые и щелочно-риолитовые дифференциаты. Все эти расплавы относятся к *калиевой группе магм по Niggli*.

Таблица 9

Геохимические и нормативные данные эффузивных пород южного Гарца (37 анализов по Мюллеру в [111], 2 анализа щелочных риолитов по Эргину в [111])

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂
Латиты (n=9)	55,2	0,8	15,2	3,4	5,9	0,29	5,2	5,7	7,1	3,2	1,9	0,32	2,1
Риолиты (n=9)	63,8	0,5	15,6	3,4	4,3	0,13	1,4	1,6	1,8	6,0	2,4	0,26	0,7
Щелочные риолиты (n=21)	75,4	0,2	12,6	1,1	0,5	0,06	0,6	0,4	0,9	6,9	0,9	0,05	<0,1

Глава III

Особенности состава, свойств и генезиса главных породообразующих минералов

На основе результатов минералого-парагенетических и петролого-формационных признаков в данной главе будут освещены состав, свойства и вопросы генезиса главных породообразующих минералов из основных магматических образований Гарца.

Оливин

Таблица 10

Химический состав и оптические свойства двух фаялитов из массива Гарцбург

Вещество	Вес. %	
	1	2
SiO ₂	29,83	28,0
Al ₂ O ₃	—	4,2
Fe ₂ O ₃	69,48	66,3
MnO	0,28	—
MgO	—	2,2
H ₂ O ⁺	0,34	—
H ₂ O ⁻	0,04	—
Сумма	99,97	100,70
Ионы	Количество ионов в пересчете на 4(0)	
Si	1,00	0,919
Al	—	0,161
Fe ²⁺	1,946	1,816
Mn	0,008	0,109
H ⁺	0,077	—
H	0,012	—
Np	1,8235	—
Nm	1,8649	—
Ng	1,8770	>1,74
+2V	130 ⁰	>90 ⁰
Удельный вес	4,215	>3,3

Примечание: 1. [113], (аналитик — Джекоб); 2. [101], (аналитик — Биркенбах).

О₁ из перидотитов и гарцбургитов долины Калтен Тал (массив Гарцбург) почти полностью серпентинизирован. Отдельные свежие его скопления сохранились в линзоподобных телах слюдяных перидотитов.

Здесь он существенно фаялитового состава. Величина зерен – 0,1–1 мм. Цвет – оливково-коричневый, часто с окалиной. Оптические свойства: $n_e=1,74$; двупреломление высокое – 0,05; 2V диспергировано $\rho > V$; плеохроизм слабый в буро-желтых и зеленовато-желтых тонах.

Один из представленных здесь фаялитов отличается высокими содержаниями глинозема и окиси магния. Уровень магнезиальности этого ОI вполне допустим для фаялита, но высокое содержание глинозема выглядит несколько экзотично. Можно предположить, что в смеси глиноземистого фаялита участвует герцинит ($FeAl_2O_4$).

Ромбические пироксены – ортопироксены (Орх)

Бронзит (Br) и энстатит (En) выступают вместе и найдены в ультраосновных породах Гарца: бронзититах, гарцбургитах, норитах и слюдяных норитах. Кроме того, En зафиксирован в породах габбро-диоритового ряда и вмещающих ортофириновых туфах. Количественно они варьируют довольно широко, играя в одном случае роль главного пороодообразующего, а в другом – второстепенного минерала.

Бронзит из гарцбургитов в шлифах слабоокрашен в желтоватые и зеленоватые тона; оптический знак (+), преобладают низкая интерференционная окраска и двупреломление. Вг зачастую баститизирован, в этом случае он светло-желтый; $2V=$ до 90^0 ; дисперсия $\rho > V$. Химический состав Вг, диаклазитов и баститов приводится в следующей таблице. В большинстве случаев в породы Гарцбурга входят твердые растворы Орх с широкой вариацией составов от магнезиального Вг до ферроEn и En.

En и Вг со своими продуктами превращений наиболее широко распространены в гарцбургитах долины р. Радау. Кристаллы Вг здесь достаточно крупные – до 6 см, а контуры их пластин неправильные, с оборванными краями. Зачастую темно-зеленое ядро такого Вг окружено зоной светло-желтого бастита. Вг или En выступают в парагенезисе с Ol+Pl(битовнит)+Vi+Hrn+Mt+Ksp. En в гарцбургитах представлен железистым типом (Fe_{5-15}) и составляет более 30%, а в ряде бронзитов из оливиновых норит-бронзититов содержится En_{80-85} .

Анализ химического состава и оптических свойств представленных в табл. 11 бронзитов свидетельствует об их магматическом генезисе (примеси хрома, марганца и др.). Высокие содержания глинозема и кальция

скорее указывают на загрязненность материала, но с другой стороны такие Орх по Хещу относятся к *стиллоутерскому* типу и характерны для глубинных магматических пород базальтового состава, в которых Орх образует тесные сростания и вростки с авгитом (Aug).

Таблица 11

Химические анализы ромбических пироксенов из пород массива Гарцбург

В-во	Вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	53,45	55,45	54,15	53,74	53,31
TiO ₂	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	3,71	3,28	3,04	1,33	7,49
Fe ₂ O ₃	н/обн	н/обн	—	—	1,41
FeO	8,54	7,68	12,17	11,51	8,14
MnO	0,16	н/обн	—	0,23	—
MgO	30,86	25,73	28,37	25,03	25,37
CaO	2,19	7,85	2,37	4,73	3,59
Na ₂ O	н/обн	н/обн	—	0,58	—
K ₂ O	н/обн	н/обн	—		—
H ₂ O	0,87	н/обн	0,49	3,76	1,55
Cr ₂ O ₃	0,89	—	—	—	—
Сумма	100,67	99,99	100,59	100,91	100,86
Ионы	Количество ионов в пересчете на 6(0)				
Si	1,850	1,960	1,985	1,843	1,827
Al	0,150	0,136	0,127	0,053	0,340
Fe ⁺³	—	—	—	—	0,037
Fe ⁺²	0,240	0,227	0,357	0,330	0,232
Mn	0,004	—	—	0,006	—
Mg	1,600	1,357	1,491	1,282	1,294
Ca	0,080	0,276	0,089	0,175	0,132
Na	—	—	—	0,033	—
K	—	—	—		—
H	0,200	—	0,118	0,857	0,354
Cr	0,025	—	—	—	0,008
Mg/Mg+Fe+Mn	0,87	0,857	0,808	0,792	0,848

Примечание: 1 – бронзит из гарцбургита; 2, 3 – бронзиты из норитов; 4, 5 – диаклазиты из бронзитовых роговиков.

Значительно шире среди Орх в Гарце распространен *гиперстен* (Нур). Он составляет в различного типа габбро от 1–5% до 15% в габбро-

норите. Образует идиоморфные длиннопризматические кристаллы размером от 0,3 до 2,0 мм по удлинению. Цвет – бесцветный, зеленовато-желтый, а также слабоплеохроирующий в розоватых тонах. $Ng-Np=0,009-0,011$, $2V=-52-53^\circ$. Определенно относится к гиперстену. Rх замещается бесцветной Hгп (уралитом), минералами группы Chl, Ser, редко мелкощуйчатым Вi. Фромме приводит неполный химический анализ гиперстена из габбро близ Эттерсберга.

При сравнении с анализами Орх по сводке Дира, Хауи и Зусмана он ближе всего стоит к гиперстену (Нур) из вкрапленников в Aug-Нур андезите (вулкан Акаги, Япония). По-прежнему обращают на себя внимание высокие значения содержания Al_2O_3 и CaO.

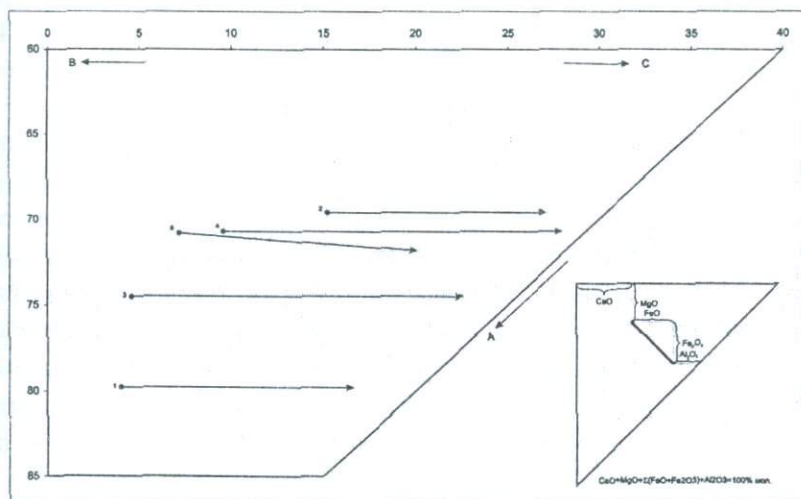


Рис. 18. Пятикомпонентная диаграмма составов ромбических пироксенов.

Таблица 12

SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H ₂ O	Σ
52,88	3,90	18,23	3,55	22,22	0,56	101,34

Моноклинные пироксены – клинопироксены (Срх)

Клинопироксен составляет в габброидах, диоритах, гранодиоритах и щелочных гранитах Гарца от 10 до 35% объема породы. Морфо-

логически представлен короткопризматическими и изометричными формами размером от 0,2 до 1,5 мм, достигая в ряде случаев 2,0–3,2 мм. Представлен главным образом бесцветной разновидностью группы Aug иногда с очень слабым плеохроизмом в розовых тонах. $Ng-Np=0,022-0,030$; $C: Ng=40-48^\circ$; $2V=50-54^\circ$. По Pх развивается Am (Hпн, уралит, Trem), Bi, реже Chl. Кроме Aug, который занимает главную позицию среди Cрх магматических пород Гарца, здесь распространены также диопсид (Di), геденбергит (Hed) и диаллаг.

Диопсид описан Фромме и его предшественниками в авгитовых гранитах, кварцевых биотит-авгитовых диоритах, сиенитах, авгитовых сиенитах (Шмаленберг вблизи Гарцбурга), габбро и др. Здесь он встречается в виде призматических кристаллов размерами 3–8 мм бледно-зеленого цвета без заметного плеохроизма, угол максимального погасания $\sim 40^\circ$. Di из пород участков Вольфсклиппен и Танненклиппен интенсивно хлоритизирован и кальцитизирован, реже он замещен Hпн.

Диаллаг в виде самостоятельных образований встречается рядом исследователей Гарца в габброидах (Радаутал, Кальтен Тал и др. участки), особенно примечательно его участие среди минералов габбровых пегматитов и даек. В габбро Pх диаллагового типа лишь частично занимает место нормального Aug. А кварцевые биотит-авгитовые диориты содержат диаллагоподобный Aug. Диаллаг выступает в виде гипидиоморфных призматических зерен, зачастую замещаемых Hпн. Цвет их светло-серый, зеленовато-серый, блеск перламутровый или шелковистый. Вследствие внешней тонкослойной текстуры легко раскалывается по (100) и реже по (010).

Таблица 13

	Цвет	Тв.	Уд. вес	CaO / MgO	H ₂ O
Авгит	Коричневатые тона	5–6	3,2–3,3	CaO > MgO	<1%
Диаллаг	Зеленоватые тона	4	3	CaO < MgO	>1%

Диаллаг и Aug большей частью тесно сплетены и потому порою различить их в шлифе вообще не возможно. Штрэнг приводит сравнительные данные по свойствам обеих разновидностей Cрх

Химические анализы клинопироксенов из пород Гарца (массив Брокен)

Вещ-во	Вес.%											
	135-II	135-I	123-I	123-II	123-IV	136-III	123-III	136-I	136-II	136-IV	136-V	
SiO ₂	46,26	49,06	50,26	50,76	52,04	48,64	52,50	48,70	48,00	49,48	49,50	
TiO ₂	0,68	0,86	0,83	0,74	1,02	0,43	0,77	0,43	1,46	0,46	0,61	
Al ₂ O ₃	6,85	2,57	2,56	1,45	6,57	7,22	6,70	6,78	1,63	2,22	2,78	
Fe ₂ O ₃	3,71	7,05	2,80	0,27	0,71	3,51	1,35	3,68		12,10	8,50	
FeO	17,50	18,32	15,60	15,30	16,34	15,37	15,62	16,42	31,90	13,70	15,30	
MnO	0,42	0,60	0,46	0,41	0,39	0,37	0,43	0,43	--	0,60	0,54	
MgO	12,00	14,40	12,50	12,74	10,31	11,80	10,41	12,22	15,92	14,58	14,00	
CaO	7,60	4,40	12,20	16,54	8,28	8,56	7,76	7,43	2,18	5,38	6,76	
Na ₂ O	0,50	0,30	0,36	0,21	0,95	0,80	0,91	0,57	0,10	0,20	0,28	
K ₂ O	0,24	0,10	0,20	0,11	0,67	0,20	0,58	0,15	0,09	0,05	0,11	
H ₂ O ⁺	3,40	1,14	--	0,48	--	2,07	0,57	2,18	--	--	*--	
H ₂ O ⁻	0,26	0,14	0,18	0,02	0,10	0,08	0,18	0,16	<0,01	0,02	0,04	
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,11	0,09	0,13	0,06	0,15	0,05	--	0,04	0,09	
F	0,05	0,02	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
п.п.п.	0,70	--	2,31+ +H ₂ O ⁺	1,72	2,84+ +H ₂ O ⁺	1,10	2,43	--	н/обн.	1,51+ +H ₂ O ⁺	1,76+ +H ₂ O ⁺	
Сумма	100,21	99,07	103,37	100,25	100,35	100,21	100,36	100,25	101,28	100,4	100,27	
Ионы	Количество ионов в пересчете на 6(0)											
Si	1,689	1,850	1,905	1,917	1,980	1,800	1,955	1,788	1,252	1,889	1,902	
Ti	0,019	0,025	0,023	0,020	0,034	0,011	0,022	0,011	0,029	0,013	0,018	
Al	0,300	0,113	0,119	0,068	0,29	0,315	0,295	0,295	0,05	0,101	0,124	
Fe ⁺³	0,101	0,213	0,083	0,009	0,018	0,098	0,040	0,102	--	0,348	0,244	
Fe ⁺²	0,535	0,578	0,50	0,486	0,513	0,474	0,482	0,503	--	0,438	0,491	
Mn	0,013	0,018	0,015	0,013	0,014	0,014	0,014	0,013	--	0,018	0,018	
Mg	0,653	0,809	0,714	0,776	0,579	0,600	0,572	0,669	0,617	0,831	0,801	
Ca	0,300	0,179	0,502	0,671	0,335	0,340	0,311	0,291	0,061	0,22	0,279	
Na	0,035	0,022	0,023	0,013	0,073	0,058	0,067	0,044	0,0062	0,013	0,024	
K	0,011	0,005	0,009	0,004	0,036	0,009	0,023	0,0088	0,003	0,0018	0,005	
H ⁺	0,828	0,276	--	0,127	--	0,502	0,148	0,536	--	--	--	
H ⁻	0,074	0,027	0,05	0,004	0,027	0,019	0,049	0,048	0,0019	0,005	0,010	
P	0,002	0,005	0,005	0,003	0,005	0,0018	0,004	0,0018	--	0,0013	0,003	
F	0,005	0,0025	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Mg/Mg+ +Fe+Mn	0,540	0,575	0,581	0,610	0,520	0,550	0,535	0,564	1,00	0,645	0,612	
Mg/Mg+ +FeMn+Ti	0,535	0,565	0,569	0,600	0,506	0,545	0,525	0,558	0,956	0,640	0,605	

Примечание: 123I-IV – биотитовые габбро-нориты, субкальциевый ферроавгит;
136I-IV – биотитовые габбро-нориты, пижонит-авгит; 135I-II – биотитовые габбро, пижонит-авгит; (аналитик – Копанева).

В породах плутона Брокен Срх участвует в ранних структурных группах и в смешанных парагенезисах при переходе с VI на IV (II) поле

щелочности. Повсеместно он корродируется и замещается Am, сохраняясь лишь в ядрах последних. Если Орх играют главенствующую роль в гарцбургитах, бронзититах и др., то содержания Сrx выше в породах габбро-норитового, габбрового и диоритового ряда. Количественные соотношения между Орх и Сrx в этих породах колеблются в пределах 1:2,5 или 1:3.

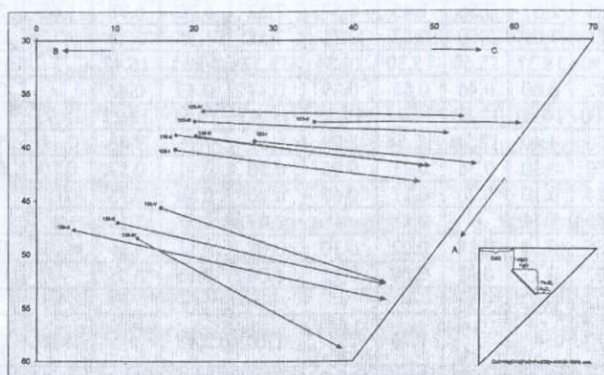


Рис. 19. Пятикомпонентная диаграмма составов моноклиновых пироксенов.

Изменения составов Сrx при переходе от низкощелочных парагенезисов (I, V поля) к высокощелочным (II, IV поля) демонстрирует следующая пятикомпонентная диаграмма (рис. 19), составленная по данным приведенных анализов (табл. 14). Метод ее построения понятен из схемы и представляет последовательное откладывание молекулярных процентов $\text{CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$.

Почти все представленные Сrx относятся к группе Pyg-Aug, варьируя от субкальциевого Aug до Pyg-Aug. Обращают на себя внимание сильная обогащенность всех анализов Al_2O_3 и Fe_2O_3 и низкие содержания CaO, выдержанные на фоне стабильных отношений MgO/FeO .

Все анализы Сrx можно разделить по парагенетическому признаку на две группы:

I. Сrx *низкощелочных* (V и I поля) *парагенезисов* (габбро-нориты).

II. Сrx *высокощелочных* (IV поле) *парагенезисов* (кварц-биотитовые апогаббро).

Химически разделение также четко выражено в различных значениях Fe_2O_3 - и $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ -отношений, сравнительно низкой кальциевостью

и высокой магнезиальностью гипербазитовых членов. Эти особенности химизма выясняются более определенно при сопоставлении векторов составов S_{rx} (рис. 19). Важно постоянное наличие высоких значений *пиксонитовой* (P_{yg}) составляющей во всех разновидностях пород. Как известно, P_{yg} чрезвычайно характерен для щелочно-земельных базальтовых магм повышенной щелочности.

Субкальциевый характер части A_{ug} объясняется, скорее всего, сосуществованием двух типов богатых и бедных кальцием A_{ug} , что особенно характерно для толеитов. «В начальную стадию кристаллизации состав богатой Ca фазы приближается к $Ca_{45}-Mg_{45}-Fe_{10}$, а ассоциирующая с ней бедная Ca фаза приближается к $Ca_4-Mg_{77}-Fe_{19}$. В процессе фракционной кристаллизации по мере обогащения остаточных магм железом вместо O_{rx} кристаллизуется моноклинная бедная Ca фаза – P_{yg} ».

Амфиболы

В ряду гипербазитовых и габброидных пород Брокена A_{m} обычно появляется по температурной стадийности одним из последних, развивается по S_{rx} и слагает парагенезисы I поля – $Pl+Hm+Bi\pm Q$. Нередко, образуя псевдоморфозы, он составляет от 3 до 15% породы в зависимости от масштаба ее изменения. По морфологии кристаллы обычно вытянуты по спайности и часто обладают волокнистой, лучистой структурой. A_{m} характеризуется слабоокрашенной в бледно-желто-зеленоватые цвета разновидностью до бесцветной. Скорее всего здесь он относится к актинолитовому ряду либо к промежуточному типу между актинолитовым и Hm . Оптические свойства A_{m} из габброидов: $N_g-N_p=0,019-0,023$, реже $0,030$; $C:N_g=21-25^0$, $2V=-72-80^0$. Бесцветный волокнистый A_{m} соответствует $Trem$. По A_{m} развивается иногда Chl . Из минералов тремолитового ряда Act описан с близкими к указанному выше свойствами лучистого асбеста и нефрита из гарцбургитов, габбро-норитов и авгитовых диоритов Брокена (массив Гарцбург и породы «гранит-диоритовой зоны»).

В гранитных породах Гарца роль A_{m} незначительна. Он почти полностью сосредоточен в фации щелочных гранитов, где представлен минералом гастингситового ряда. При этом в щелочных гранитах с более высоким относительным содержанием Pl (шл. 129, 130, 131) A_{m} стоит

ближе к Gas: цвет индигово-зеленый, темно-оливково-зеленый; плеохроирует в синих тонах; $Ng-Np=0,014-0,015$; $C:Ng = 15:27^0$; $2V=-58-62^0$. В породах с меньшим относительным содержанием Pl (шл. 362) Am приближается к Ваg: цвет грязно-коричневый, индигово-коричневый по Ng и светло-коричневый, желтый по Np (схема абсорбции $Ng>Nm>Np$); $Ng-Np=0,017$; $C:Ng=15-16^0$; $2V=-63^0$.

Таблица 15

Химические анализы амфиболов из пород плутона Брокен по данным [101].

В-во	Вес.%			
	1	2	3	4
SiO ₂	52,31	50,72	52,13	38,73
TiO ₂	-	-	-	4,18
Al ₂ O ₃	4,46	3,38	6,18	23,20
Fe ₂ O ₃	2,93	-	1,14	11,90
FeO	10,98	17,48	9,06	-
MnO	-	-	0,14	0,19
MgO	16,18	11,54	17,30	4,42
CaO	12,86	13,13	14,32	11,90
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,36	1,12	0,73	0,68
H ₂ O				
Сумма	100,08	97,37	101,00	95,20
Ионы	Количество ионов в пересчете на 24(O, OH, F)			
Si	7,77	7,962	7,556	5,908
Ti	-	-	-	0,486
Al	0,768	0,622	1,060	4,183
Fe ⁺³	0,321	-	1,121	1,358
Fe ⁺²	1,366	2,300	1,104	-
Mn	-	-	0,017	0,028
Mg	3,589	2,700	3,730	1,000
Ca	2,054	2,207	2,217	1,945
H	0,090	0,264	0,155	0,165
Mg/Mg+Fe+Mn	0,68	0,54	0,62	0,42

Примечание: 1 – к/з габбро, темно-коричневая роговая обманка; 2 – к/з габбро, зеленая роговая обманка; 3 – к/з габбро, коричневая роговая обманка; 4 – обломок туфа, черная роговая обманка.

Фромме написал оптические и химические свойства ряда урализированных Hгп характерного призматического облика от буро-черного

до светло-зеленого цвета из габбро, авгитовых норитов, авгитовых сиенитов, ксенолитов туфоподобных пород и т.д. Am тесно ассоциирует с Aug. Схема абсорбции коричнево-черной роговой обманки из крупнозернистого габбро и пегматитовой жилы прямая. Угол угасания – 17° . Плеохроирует в буроватых тонах.

По данным табл. 15 построена пятикомпонентная диаграмма составов Am (рис. 20). В целом анализы показывают стабильные и близкие содержания CaO и MgO, а более пологие векторы свидетельствуют о резком преобладании FeO. Главной особенностью химического состава является повышенная железистость по FeO, что характерно для Am щелочного типа. Следовательно, представленные здесь Am можно отнести к ряду от Hгп до Var-ферроGas.

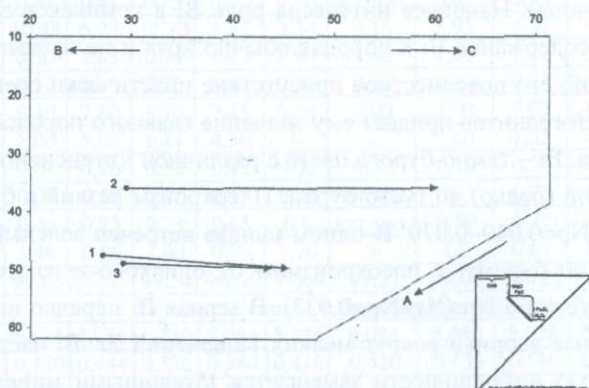


Рис. 20. Пятикомпонентная диаграмма составов амфиболов.

Общеизвестно, что рост железистости связывается с повышением потенциалов щелочей. Получение ферроGas из Pуg можно проиллюстрировать с помощью следующей схемы: $Pl_{30} + Pуg + \downarrow K_2O \uparrow + \downarrow FeO \uparrow + \downarrow H_2O \uparrow \rightarrow \text{ферроGas} + Ksp$. В породах «гранит-диоритовой зоны» Брокена наблюдается весьма оригинальное явление, когда крупные кристаллы Am обростают Vi. При этом Am развивается по Srx (Pуg-Aug). Такое необычное поведение Am в отношении Vi рассматривается как признак повышения щелочности в расплаве. В щелочно-земельных и гранитоидных комплексах Гарца можно выделить Am двух генераций:

I – ранняя генерация, тяготеющая к Hгп;

II – *поздняя генерация* щелочного Am, относимая к Trem-Act или Bar-Gas рядам.

Сравнительно слабые изменения испытывает глиноземистая составляющая.

Биотит

В щелочно-земельных *габброидах* Гарца содержание Bi составляет до 5% породы. Представлен чешуйками размером 0,2–2,0 мм, резко плеохроирующими по Ng от темно-бурого, красно-бурого цветов до желтого, светло-желтого по Np. A Ng–Np=0,045–0,062. С Bi нередко ассоциирует рудный минерал.

По Bi обычно развиваются Chl, Ep, реже Am (в щелочных парагенезисах II поля). Наиболее интересна роль Bi в комплексе *гранитоидов* Гарца, где содержание Bi в породах обычно хотя и не превышает 5%, но реже 15%, но его повсеместное присутствие практически среди всех разновидностей гранитов придает ему значение главного породообразующего минерала. Bi – темно-бурого цвета с различной интенсивностью окраски от желтой (редко) до густо-бурой. Плеохроизм резкий в буро-желтых тонах. Ng–Np=0,040–0,070. В одном шлифе встречен зеленый Bi, развивающийся по бурому, с плеохроизмом от оливково-зеленого по Ng до светло-желтого по Np (Ng–Np=0,037). В зернах Bi нередко наблюдаются плеохроичные дворники вокруг мелких включений Zr. Bi часто с различной степенью интенсивности замещается вторичными минералами: Ep, Chl, Ser, Mt, гидроокислами железа, реже пирохлором. В породах Гарца можно выделить Bi *двух генераций*:

I – *крупночешуйчатый, лейстовый* бурый Bi входит в раннюю структурную группу, образуя реликтовые парагенезисы низкой щелочности (I и V);

II – *мелкочешуйчатый* или *дисперсный* хлоритизированный Bi слагает позднюю структурную группу и в равновесной ассоциации с Am и Ksp составляет высокощелочные парагенезисы II поля.

Bi находится в реакционных взаимоотношениях с Px и Am. В некоторых типах гранитов Брокена отчетливо наблюдаются *банатитовая* структура и парагенезисы:

- I. $Bi+Px+Ksp_I$ (IV поле)
 II. $Bi+Am+Ksp_{II}$ (II поле)
 III. $Am+Bi_{II}$.
- } $\pm Q, Mt$

Таблица 16

Химические анализы биотитов из пород Гарца

В-во	Вес. %									
	116	122	123	126-I	126/II	130	131	140	144	145
SiO ₂	35,68	31,54	36,10	32,40	32,70	34,64	33,68	32,60	31,86	33,00
TiO ₂	4,05	3,75	4,40	2,15	3,10	3,10	3,60	3,60	3,45	3,45
Al ₂ O ₃	13,74	13,27	13,74	16,53	15,52	11,86	12,26	18,24	15,20	17,56
Fe ₂ O ₃	1,16	5,00	1,27	3,64	3,34	4,66	1,60	2,04	4,16	—
FeO	21,66	23,22	19,56	25,60	26,60	28,10	30,17	24,78	27,00	27,60
MnO	0,13	0,41	0,13	0,50	0,60	нет мат.	0,52	0,42	0,50	0,42
MgO	10,48	6,23	11,73	3,82	3,34	3,15	3,93	4,43	4,90	3,90
CaO	0,36	1,88	0,24	1,45	1,90	1,46	1,30	1,20	1,25	0,50
Na ₂ O	0,20	0,15	0,20	0,22	0,22	0,30	0,20	0,24	0,20	0,20
K ₂ O	8,40	7,80	8,70	7,45	6,30	7,00	8,00	7,05	6,00	8,90
H ₂ O*	2,00	5,00	1,44	4,30	—	—	2,10	4,32	4,44	2,96
H ₂ O	0,01	0,16	0,12	0,12	0,32	0,32	0,10	0,22	0,16	—
P ₂ O ₅	0,07	0,12	0,07	0,18	0,20	нет мат.	0,23	0,25	0,11	0,14
F	0,46	0,23	0,23	0,68	0,4	нет мат.	0,50	0,25	0,17	0,40
п.п.п.	1,46	0,88	1,60	0,90	5,26	—	1,7	0,67	0,93	—
Сумма	99,66	99,55	99,54	99,66	99,64	99,23	99,68	100,21	100,26	100,07
Ионы	Количество ионов в пересчете на 24(O, OH, F)									
Si	5,684	4,976	5,740	5,084	5,724	6,084	5,690	5,028	5,022	5,154
Ti	0,480	0,444	0,526	0,264	0,410	0,420	0,450	0,418	0,418	0,404
Al	2,578	2,464	2,564	3,056	3,200	2,476	2,420	3,320	2,824	3,26
Fe ⁺³	0,134	0,588	0,152	0,434	0,442	0,600	0,200	0,240	0,492	0,470
Fe ⁺²	2,902	3,032	2,602	3,348	3,894	4,282	4,200	3,200	3,564	3,620
Mn	0,018	0,056	0,018	0,066	0,080	—	0,070	0,056	0,066	0,056
Mg	2,50	1,476	2,774	0,886	0,872	0,840	0,970	1,020	1,156	0,914
Ca	0,066	0,322	0,038	0,254	0,356	0,276	0,230	0,180	0,218	0,084
Na	0,056	0,046	0,058	0,076	0,080	0,106	0,06	0,074	0,058	0,056
K	1,710	1,542	1,760	1,490	1,400	1,598	1,700	1,380	1,214	1,762
H ⁺	2,12	5,170	1,530	4,500	—	—	2,340	4,426	4,624	3,080
H ⁻	0,012	0,168	0,134	0,132	0,380	0,380	0,12	0,220	0,202	0,018
P	0,010	0,018	0,010	0,018	0,020	—	0,020	0,036	0,018	0,198
F	0,248	0,122	0,114	0,348	0,220	—	0,26	0,120	0,084	—
Mg/Mg+ +Fe+Mn	0,462	0,325	0,515	0,206	0,180	0,164	0,1925	0,239	0,242	0,1995
Mg/Mg+Fe+ +Mn+Ti	0,424	0,296	0,469	0,194	0,166	0,152	0,170	0,217	0,222	0,184

В этих же породах присутствие в реликтовых парагенезисах чрезвычайно раннего Vi_1 , ассоциирующего с Px и Ksp , указывает на то, что на очень ранней стадии кристаллизации щелочно-земельного расплава произошло резкое повышение щелочности от начальных уровней I и V полей до IV поля ($Px+Vi_1+Ksp$). Однако далее, вследствие наступления новой волны более кислых сквозьмагматических растворов, произошло подкисление апоперитектик, апоэвтектик, и зафиксировался перескок от высокощелочных парагенезисов IV поля к щелочным – II поля.

Указанный факт аналогичен описанному ранее процессу апотектической кристаллизации пород центральной Армении (переход от уровней V или I полей ко II или IV полям в изотермических условиях), однако в гранитоидах Брокена мы имеем дело с несколько более сложной картиной смещения путей кристаллизации от «щелочной апотектики» → на подкисленную апотектику», что вполне правомерно в условиях значительно более широкого образования ультракислых гранитных пород, чем в случае центральной Армении. Vi в щелочных и высокощелочных парагенезисах «сидит» в кристаллах Px (шл. 116, 117, 118), следовательно, здесь он находится в обратных соотношениях с другими темно-цветными, образуясь в данном случае раньше последних. По отношению к Ksp он всегда идиоморфнее.

Для обсуждения изменения составов Vi в гипербазитовых, габброидных и гранитоидных породах Гарца по данным анализов, которых построена пятикомпонентная диаграмма (рис. 21).

Из приведенных данных следует, что практически все Vi характеризуются низкой магнезиальностью и наоборот, повышенной железистостью, что приближает их к лепидомелану в ряду Px –лепидомелан. Vi из гипербазитов, габбро, апогаббро, гранитов и щелочных гранитов эволюционируют от богатых MgO разновидностей до лепидомелановых слюд, причем отношение MgO/FeO последовательно уменьшается за счет увеличения сидерофилитовой составляющей. Последнее, вероятно, обусловлено повышением потенциалов щелочности при переходе от парагенезисов V, I поля (Гарцбург) к II и IV полям (Брокен, Рамберг, Окер) и объяснимо изовалентным изоморфизмом $Mg^{+2} \rightarrow Fe^{+2}$. Содержания TiO_2 также убывает в ряду от габброидов до биотитовых гранитов, а количество ($+H_2O$) достигает в последних максимума.

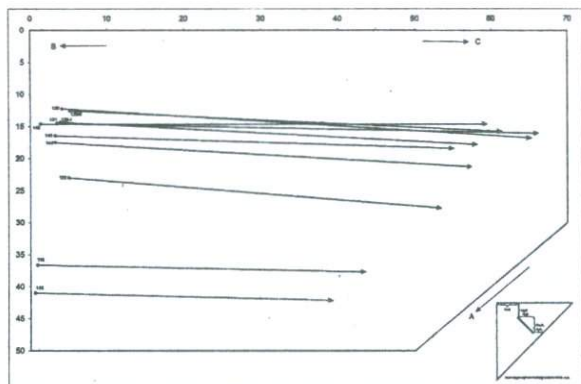
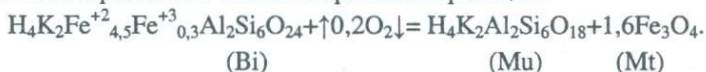


Рис. 21. Пятикомпонентная диаграмма составов биотитов.

В некоторых разностях высокощелочных гранитов с близэвтектоидными парагенезисами (Рамберг, Ильзештейн) по Ви идет кристаллизация серицита или Му вместе с Мт. По Перчуку это связано с альбитизацией гранитов и соответственно замещением первичного Ви на чешуи Му и зерна Мт по схематизированной реакции:



Плагиоклазы

Содержание Pl среди пород *габброидного* ряда составляет от 40 до 55% объема породы. Pl представлен обычно идиоморфными табличками и, в меньшей степени, лейстами. Кристаллы в зависимости от структуры породы (мелкозернистая, крупнозернистая, порфириовидная) имеют размеры от 0,2 до 1,5 мм, достигая 2,5 мм в порфириовидных разностях.

Для обсуждения изменения составов Pl в породах Гарца по данным анализов (таблица 17) построена пятикомпонентная диаграмма (рис. 22).

Pl полисинтетически сдвойникован по альбитовому, альбит-периклиновому законам. Редко встречаются простые двойники и псевдодвойниковые зерна. Зональность кристаллов как непрерывная, так и прерывистая. А состав его изменяется для этих пород от лабрадора (№60–70) в центральных частях кристаллов до андезина (№30–35) в краевых зонах и мелких кристаллах. В ультрабазитах иногда Pl представлен более основными составами (>№70).

Химические анализы полевых шпатов (плагноклазов) из пород массива Брокен

В-во	Вес. %									
	126/II	130/II	136/I	123	135	122/II	116/II	142	123/I	126/I
SiO ₂	63,36	67,10	52,10	55,40	51,84	58,02	58,16	60,60	61,26	65,34
TiO ₂	н/обн.	0,03	н/обн.	н/обн.	0,10	0,03	0,03	0,18	н/обн.	0,03
Al ₂ O ₃	20,84	18,14	33,09	26,60	29,20	24,46	24,30	22,10	22,00	18,30
Fe ₂ O ₃	0,35	0,41	0,22	0,42	0,06	0,37	0,45	0,64	0,21	0,31
FeO	0,13	0,20	0,24	0,30	1,00	0,20	0,26	0,70	0,21	0,14
MnO	0,01	0,01	–	0,01	<0,02	0,01	0,01	<0,02	0,01	0,01
MgO	н/обн.	н/обн.	0,90	0,10	0,12	н/обн.	0,43	0,30	н/обн.	0,03
CaO	3,20	1,90	12,46	10,12	12,00	6,30	7,87	4,40	6,00	0,44
Na ₂ O	7,10	6,30	0,57	5,50	4,00	7,20	6,30	8,00	5,20	3,80
K ₂ O	4,75	5,50	0,15	1,05	0,57	2,20	1,45	1,35	4,60	1,70
H ₂ O ⁺	0,04	0,28	нет мат.	0,42	н/обн.	1,24	–	1,30	0,50	0,12
H ₂ O ⁻	н/обн.	–	нет мат.	0,12	0,30	н/обн.	0,10	н/обн.	0,14	н/обн.
P ₂ O ₅	0,03	0,01	нет мат.	0,09	0,14	0,09	0,16	0,11	0,15	0,01
F	0,04	0,09	0,02	0,01	0,01	–	–	0,02	0,02	0,01
п.п.п.	–	–	–	–	0,70	–	0,70	–	–	–
Сумма	100,00	99,95	99,95	100,12	100,05	100,12	100,21	99,70	100,29	100,24
Ионы	Количество ионов в пересчете на 32(0)									
Si	11,40	11,784	9,348	9,944	9,832	10,34	10,52	10,744	10,988	12,32
Ti	–	0,004	–	–	0,012	0,004	0,004	0,032	–	0,004
Al	4,412	3,744	7,008	5,656	6,520	5,156	5,236	4,624	4,644	4,000
Fe ⁺³	0,052	0,064	0,02	0,064	0,008	0,056	0,064	0,084	0,024	0,044
Fe ⁺²	0,020	0,032	0,032	0,040	0,160	0,032	0,044	0,100	0,032	0,024
Mn	0,0012	0,001	–	0,0012	<0,002	0,0012	0,0008	<0,002	0,0012	0,0012
Mg	–	–	0,240	0,032	0,032	–	0,116	0,076	–	0,008
Ca	0,616	0,356	2,400	1,952	2,436	1,20	1,532	0,840	1,148	0,08
Na	2,484	0,142	0,200	1,920	1,492	2,488	2,208	2,752	1,804	1,392
K	1,080	1,116	0,032	0,240	0,136	0,488	0,324	0,24	1,052	0,408
H ⁺	0,048	0,356	–	0,500	–	1,480	–	1,536	0,60	0,136
H ⁻	–	–	–	0,128	0,384	–	0,128	–	0,172	–
P	0,0064	0,002	–	0,020	0,020	0,024	0,02	0,02	0,024	0,0024
F	0,024	0,042	0,010	0,005	0,004	–	–	0,01	0,012	0,0056
Na/ Na+K+Ca	0,595	0,593	0,076	0,466	0,367	0,596	0,545	0,704	0,450	0,740

126/II – биотитовое габбро; 116/II – кварцевое апогаббро; 130/II – биотит-гастингситовый гранит; 142 – Рюбеланд, габбро-диабаз; 136/I – берег р. Эккер, биотитовый габбро-норит; 126/I – биотитовый гранит; 123; 123/I – р. Ильзе, биотит-кварцевые апогаббро; 135 – берег р. Эккер, биотитовое габбро; 122/II – р. Ильзе, биотитовый гранит.

В породах *гранитоидного ряда* Pl занимают несколько более скромные позиции – от 15 до 35% объема породы. Величина их зерен колеблется от 0,5–0,8 до 2,0–6,0 мм, а в некоторых разностях – 10 мм. Развитие неравномерной зернистости и порфировидной структуры гранитов обусловлено обычно присутствием кристаллов Pl. По форме выделения Pl, как правило, представляют собой широкие, реже удлинённые, хорошо ограненные пойкилобластовые таблички. В некоторых гранитах он представлен «лапчатыми» формами, а мелкие зерна часто вообще лишены граней.

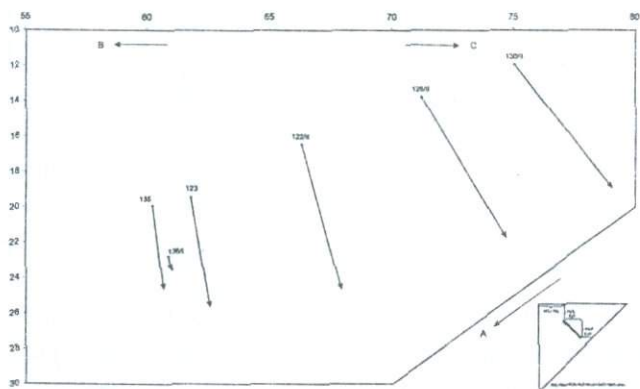


Рис. 22. Пятикомпонентная диаграмма составов плагиоклазов.

Для Pl характерно двойниковое строение, которое иногда отсутствует в мелких более поздних по времени кристаллах. Наиболее обычны альбитовый, альбит-периклиновыи, альбит-карлсбадский законы двойникования. Крупные зерна Pl обычно полизональны с нормальной непрерывной, иногда пятнистой и прерывистой зональностью. Иногда границы зон обладают коррозионным характером. Зональность Pl осциллирующая.

Состав Pl гранитоидов изменяется в широких пределах основности от андезита (№30–35) в центральных зонах крупных кристаллов до Аб-олигоклаза (№10–15) и Ab (№2–8), характерных для краевых зон и мелких зерен, слагающих основную массу. Крупные кристаллы Ab «лапчатого» облика представляют собой порфиробласты и псевдоморфозы по раннему Pl.

Микрозондовые химические анализы плагиоклазов из пород Гарца

Вес % Оксиды	126/П	130/П	136/Л	123	135	122/П
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63,36	67,10	52,10	55,40	51,84	58,02
TiO ₂	н/обн.	0,03	н/обн.	н/обн.	0,10	0,03
Al ₂ O ₃	20,84	18,14	33,09	29,60	29,20	24,46
Fe ₂ O ₃ %	0,35	0,41	0,22	0,42	0,06	0,37
FeO	0,13	0,20	0,24	0,30	1,00	0,20
MnO	0,01	0,01	–	0,01	–0,02	0,01
MgO	н/обн.	н/обн.	0,90	0,10	0,12	н/обн.
CaO	3,20	1,90	12,46	10,12	12,00	6,30
Na ₂ O	7,10	6,30	0,57	5,50	4,00	7,20
K ₂ O	4,75	5,50	0,15	1,05	0,57	2,20
+H ₂ O	0,04	0,28	–	0,42	н/обн.	1,24
–H ₂ O	н/обн.	–	–	0,12	0,30	н/обн.
P ₂ O ₅	0,03	0,01	–	0,09	0,14	0,09
F	0,04	0,09	0,02	0,01	0,01	–
п.п.п.	–	–	–	–	0,70	–
Сумма	100,0	99,95	99,95	100,12	100,05	100,12

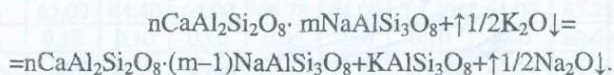
Наблюдения показывают, что более кислые Pl и с меньшим интервалом колебания составов (Ab–олигоклазы) больше характерны для разновидностей гранитов, содержащих акцессорные минералы, такие как Tu, топаз, And. Проявления постмагматических процессов приводят к замещению Pl, обычно центральных зон, вторичными минералами: серицитом, соссоритом, Ep, Ab, Chl. В ряде случаев не только краевые, но и центральные зоны крупных кристаллов, кроме того, *замещающиеся* Ksp и Q приводят к образованию антипертитов в виде мелких неправильной формы вростков. Интересно, что зоны Pl развиваются также внутри кристаллов раннего Ksp и обрамляют последний в краевых частях лейст (шл. 118, 131, 134 и др.). Наряду с наблюдениями над обратнозональными кристаллами Pl в породах центр. Армении, указанные выше факты воспринимаются как признак возрастания щелочности магматической системы. Подобное поведение Pl, когда он развивается по периферии микроклина, вместе с обнаруженными необычными отношениями между темно-цветными (Vi опережает по времени кристаллизации Px и Am и т.д.) являются характерной чертой щелочных и гранитоидных пород, пространственно связанных с щелочно-земельными породами.

Результаты замеров оптических свойств плагиоклазов

№ п/п	№ шлифа	Название породы	Полярные коэффициенты	2V №р	Состав, №	Степень упорядоченности	Закон двойникова-ния	Зона
<i>Габброиды</i>								
1	116	Кварцевые апогаббро	P Ng=68 Nm=44 Np=55		43	0,45	(001)	центр
2	"-	"-	P Ng=78 Nm=52 Np=35		42	0,65	$\frac{1(001)}{(010)}$	центр
3	119	"-	P Ng=39 Nm=66 Np=66		68		1(010)	центр
4	"-	"-	P Ng=26 Nm=63 Np=80		45	0,60	1(010)	центр
5	124	Кварцевые апогаббро	P Ng=28 Nm=67 Np=78		51	0,90	1(010)	центр
6	"-	"-	P Ng=27 Nm=60 Np=80		51		1(010)	центр
7	136	Габбро-норит	P Ng=78 Nm=31 Np=68		63	0,75	$\frac{1(001)}{(010)}$	
8	"-	"-	P Ng=51 Nm=72 Np=35		63		(001)	
9	"-	"-	P Ng=34 Nm=65 Np=70		62	0,90	1(010)	
<i>Гранитоиды</i>								
1	111/2	Биотитовый гра-т с топазом	P Ng=74 Nm=21 Np=82		3	0,45	(001)	центр
2	"-	"-	P Ng=75 Nm=16 Np=84		2		(001)	край
3	115	Биотитовый гранит	P Ng=13 Nm=77 Np=86		22		1(010)	не зональ-ный
4	"-	"-	P Ng=78 Nm=30 Np=60	85	30	0,70	(001)	центр

№ п/п	№ шлифа	Название породы	Полярные коэффициенты	2V №р	Состав, №	Степень упорядоченности	Закон двойникования	Зона
5	--	--	P Ng=6 Nm=83 Nr=87	73	19		(001)	край
6	126	Биотитовый гранит	P Ng=77 Nm=35 Nr=60		30	0,45	(001)	центр
7	--	--	P Ng=84 Nm=21 Nr=70		20		(001)	край
8	138	--	P Ng=9 Nm=78 Nr=87	83	21		1(010)	не зональный
9	--	--	P Ng=8 Nm=76 Nr=89		27		1(010)	не зональный
10	112/2	--	P Ng=9 Nm=84 Nr=85		20	0,10	1(010)	центр
11	112/2	Биотитовый гранит	P Ng=78 Nm=18 Nr=73	89	8	0,65	(001)	центр
12	--	--	P Ng=72 Nm=18 Nr=83		5	0,15	(001)	край
13	146	Биотитовый гранит	P Ng=75 Nm=35 Nr=67		31		(001)	центр
14	--	--	P Ng=74 Nm=14 Nr=79		10		(001)	край
15	131	Щелочный гранит	P Ng=78 Nm=37 Nr=62		32		(001)	центр
16	--	--	P Ng=6 Nm=85 Nr=86		21		(001)	край
17	362/500	--	P Ng=70 Nm=39 Nr=55		37	0,55	(001)	центр
18	--	--	P Ng=14 Nm=84 Nr=85		23		(001)	край

Наблюдаемое смещение равновесия Pl–Or в сторону образования плагиоклазовых зон вокруг кристаллов Or может быть объяснено с позиции кислотно-основного взаимодействия, согласно теории Д.С. Коржинского о появлении кристаллизации все более основного Pl при возрастании химического потенциала калия по реакции:



Как ранее было показано при повышении потенциала K_2O происходило замещение микроклина Pl, а затем и распад Pl вплоть до образования экстремальных парагенезисов типа $\text{Ksp} + \text{Ne} \pm \text{Flu}$ или $\text{Ksp} + \text{Ne} + \text{Cal}$.

Выше приведены результаты замеров оптических свойств и анализы химических составов Pl из габброидов и гранитоидов (табл. 19), выполненные на микрозонде фирмы «Самеса».

Калиевый полевой шпат

Ksp – один из самых распространенных минералов в гранитоидных породах Гарца. Его ощутимые количества появляются уже в габброидах (до 5%) и достигают максимума в гранитах и пегматитовых образованиях (33–47%). Он кристаллизуется в базисе породы, редко в микроструктурах с Q. Здесь, среди габброидов и гранодиоритов, он ксеноморфен, величина зерен – 0,2–3,2 мм. Отмечается двойниковое строение, а 2V колеблется и равен (–) 42–43°. В гранитах Ksp выступает в виде выделений кристаллов гипидиоморфной и ксеноморфной, иногда «лапчатой» форм с размерами зерен от 0,4–1,0 до 4,0–8,0 мм. Повсюду он представлен микропертитами как распада, так и замещения. В крупных кристаллах наблюдается зональное строение.

Изучение структурных взаимоотношений Ksp часто позволяет выделять довольно четко две их генерации. Величина угла оптических осей (–2V) колеблется в пределах 40–75°, а в большинстве разностей – 50–56°. Более высокие значения (–2V)=70–75° больше характерны гранитам с Tu и And (шл. 138, 139). Во всех случаях наблюдается закономерность в увеличении угла оптических осей от центра зерна к его периферии. Полученные данные по оптическим свойствам (–2V=50–75°) позволяют отнести Ksp по классифи-

кации Марфунина к промежуточным Ог «псевдомоноклинного типа». Тотальная пертитизация и искаженные из-за этого оптические свойства и химические составы затрудняют работу с Ксп по вопросам их генезиса.

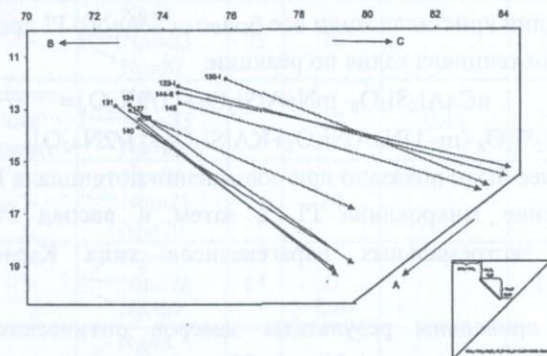


Рис. 23. Пятикомпонентная диаграмма составов калиевых полевых шпатов.

Примечательна роль Ксп при условии существования в породах смешанных парагенезисов перехода от V ко II или IV полям щелочности. Переходному положению Ксп отвечает его крайняя нестабильность составов. Ог в шлифах ведет себя крайне агрессивно в отношении раннего Pl. Последний сильно корродируется и микроклинизируется. «Агрессивность» Ксп особенно сильно проявлена в порфировидных разностях гранитов, обуславливая появление крупных его порфиробластов за счет раннего Pl.

Вместе с тем фиксируется *обратное* развитие вокруг и внутри зональных кристаллов Ог образование Pl, далее наблюдается *обратная пертитовая зональность* в пределах лейст Ксп, когда во внутренних частях зерен пертитов меньше, чем на их периферии (шл. 118, 134 и др.). Подобные соотношения и факты наблюдались неоднократно как среди образцов микропегматитовых гранитов, так и порфировидных «гранитов-кровли» Брокена.

Подобные петрографические признаки свидетельствуют о действии механизма резкого подщелачивания на ранней стадии кристаллизации и об изменении котектических путей выплавления в сторону процессов апотектической и апоэвтектической кристаллизации. С постмагматическими процессами связана пелитизация Ксп, развитие по нему нередко серицита, чешуек Ми, Q, Ab. Часто в Ксп на границе с Pl и в центре кристаллов образуются мirmekиты.

Химические анализы калинатровых полевых шпатов из пород Гарца

В-во	Вес. %									
	122-I	126	127	130-I	131	134	140	144-I	144-II	145
SiO ₂	65,00	64,40	64,00	66,78	64,00	64,20	64,00	65,26	64,52	64,58
TiO ₂	0,12	0,10	0,10	0,06	0,06	0,10	0,06	н/обн	н/обн	0,12
Al ₂ O ₃	18,00	20,00	19,44	17,73	19,30	19,18	20,30	18,26	18,18	18,80
Fe ₂ O ₃	0,30	0,11	0,22	0,16	0,36	0,42	0,31	0,12	0,31	0,20
FeO	0,11	0,14	0,20	0,23	0,14	0,14	0,10	0,22	0,16	0,10
MnO	0,01	<0,02	<0,02	0,01	<0,02	<0,02	<0,02	0,01	0,01	<0,02
MgO	0,07	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	0,07	н/обн	н/обн
CaO	0,32	1,30	3,00	0,46	1,50	1,30	1,65	0,42	0,44	0,50
Na ₂ O	3,10	5,40	3,40	3,70	5,70	5,50	4,50	2,95	2,60	3,00
K ₂ O	13,20	8,00	9,00	10,60	8,90	9,05	8,30	12,00	13,30	12,00
H ₂ O ⁺	н/обн	н/обн	0,20	0,30	0,30	0,38	н/обн	0,24	0,46	н/обн
H ₂ O ⁻	н/обн	0,06	н/обн	0,06	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн	0,14	н/обн
P ₂ O ₅	0,04	<0,02	<0,02	0,01	0,2	<0,02	0,10	0,03	0,02	0,10
F	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
п.п.п.	н/обн	0,20	0,14	н/обн	н/обн	н/обн	0,30	0,16	–	0,31
Сумма	100,26	99,73	99,92	100,10	100,31	100,29	99,64	99,73	100,13	99,73
Ионы	Количество ионов в пересчете на 32(O)									
Si	11,92	11,66	11,636	12,00	11,564	11,40	11,636	11,532	11,788	11,88
Ti	0,016	0,01	0,012	0,008	0,008	0,010	0,008	–	–	0,012
Al	3,900	4,28	4,152	3,68	4,108	4,160	4,348	3,796	3,908	4,068
Fe ⁺³	0,044	0,02	0,02	0,022	0,064	0,064	0,044	0,02	0,044	0,020
Fe ⁺²	0,012	0,02	0,032	0,032	0,020	0,020	0,012	0,032	0,032	0,012
Mn	0,001	0,0032	0,0032	0,0012	0,0032	<0,0032	<0,0032	0,0012	0,0012	<0,0032
Mg	0,02	–	–	–	–	–	–	0,016	–	–
Ca	0,052	0,252	0,688	0,088	0,292	0,244	0,324	0,072	0,076	0,096
Na	1,100	1,892	1,200	1,296	2,00	1,896	1,592	1,016	0,920	1,048
K	3,08	1,852	2,076	2,444	2,040	2,072	1,920	2,696	3,096	2,776
H ⁺	–	–	0,24	0,368	0,368	0,468	–	0,296	0,616	–
H ⁻	–	0,060	–	0,064	–	–	–	–	0,132	–
P	0,004	0,004	<0,004	0,002	0,02	0,004	0,020	0,004	0,0044	0,020
F	0,004	0,010	0,012	0,012	0,028	0,010	0,012	0,004	0,004	0,012
Na/ Na+K	0,263	0,505	0,366	0,347	0,495	0,478	0,454	0,274	0,229	0,274

122/I – Брокен, р. Ильзе, биотитовый гранит; 126 – Брокен, биотитовый гранит; 127 – Брокен, кварцевые алогаббро; 130/I – Брокен, биотитовый гранит; 131 – Брокен, гасдингсит-биотитовый гранит; 134 – Брокен, порфиroidный биотитовый гранит; 140 – Рамберг, порфиroidный биотитовый гранит; 144/I – Брокен, биотитовый гранит; 144/II – Брокен, биотитовый гранит; 145 – Рамберг, биотитовый гранит.

Выше приводятся анализы химических составов калинатровых полевых шпатов из пород Гарца (табл. 20).

Кварц

Q широко распространен в щелочно-земельных и гранитоидных породах Гарца. В кварцевых диоритах и гранодиоритах Брокена он ксеноморфен, кристаллизуется в базисе породы и редко образует микросростки с Ksp. Его содержание здесь варьирует от 5 до 20% объема породы. Более значительна его роль в разнообразных типах гранитов Гарца, где он составляет от 30 до 40% объема породы. Встречается в виде изометричной, нередко идиоморфной, а чаще обычной ксеноморфной формы кристаллов размерами от 0,2–0,5 до 1,0–4,0 мм. В микропегматитовых сростаниях обладает червеобразной или угловатой формой проявления. Нередко отмечается слабое мозаичное погасание.

Исследование микроструктуры всех типов гранитов показало развитие Q нескольких генераций. Наиболее ранний Q (3–4 мм) имеет округлые неправильные очертания и интенсивное облачное угасание. Поздний Q более мелкий (0,5–1 мм), слабо идиоморфен, ксеноморфен, отличается слабым облачным угасанием и присутствием включений кристаллов Zr, Ar и газовых пузырьков. Для Q этой генерации типично образование пегматоидных сростков с Ksp. По Q иногда развиваются чешуйки Mu, а он сам резко корродирует кристаллы Pl. Его значение велико в образцах гранитов Рамберга и дайки Боде, где зафиксировано интенсивное подкисление расплава вплоть до появления Mu и фаций грейzenов.

3.9. Гранат

Среди аксессуаров Гарца Gr играют существенную роль и представлены широкой дисперсией разновидностей (известковые, хромсодержащие, «титан-гранаты», альмандиновые и др.). Данные по всем разновидностям приводит Фромме. Gr в Гарце широко распространены в эндоконтактных фациях грейзенизированных гранитов (Рамберг): в контакт-метаморфических ортофирах, туфах; пегматитах; вариолитовых диабазах; метаморфизованных известняках; микропегматитовых гранитах; габброидах; порфировидных двуслюдяных гранитах и т.д.

Химические анализы гранатов из пород Гарца по данным [101].

В-во	Вес.%		
	1	2	3
SiO ₂	37,32	35,64	36,04
TiO ₂	1,29	–	3,20
Al ₂ O ₃	17,92	–	19,94
Fe ₂ O ₃	5,98	30,00	36,36
FeO	2,64		
MnO	0,87	3,02	–
MgO	–	2,35	1,28
CaO	34,00	29,21	1,09
Na ₂ O	–	–	–
K ₂ O	–	–	–
H ₂ O	–	–	0,53
Сумма	100,12	100,22	98,44
Ионы	Количество ионов в пересчете на 24(0)		
Si	5,800		
Ti	0,150		
Al	3,290		
Fe ⁺³	0,710		
Fe ⁺²	0,346		
Mn	0,112		
Mg	–		
Ca	5,663		
Na	–		
K	–		
H	–		
Удельный вес	3,675	3,871	
Mg/Mg+Fe+Mn	–	–	
Ca/Ca+Mg+Fe+Mn	0,925		

Примечание: 1. Брокен, Шмаленберг, ксенолит в габбро; 2. Брокен, Шпитценберг, диабаз; 3. Брокен, граувакковая фация Эккер-гнейсов, Бухорсклиппен.

Наибольший интерес представляют Gt типа «титан-гранатов», Andr и альмандинов, анализы которых приводятся в табл. 21.

1. Коричнево-черные, черные кристаллы «титан-граната» встречаются в известково-силикатных ороговикованных ксенолитах среди габбро (вблизи Шмаленберга, карьер Кунстмантель); среди контакт-метаморфи-

зованных ортофинов и туфов (карьер Келерлох), среди гнейсов долины р. Эккер и т.д. Форма кристаллов сильно округлая, черты ромбододекаэдров слабо выражены, уд. вес – 3,6752, диагностирован как *меланит*.

2. Andr описан в работе Фромме из троговой долины на склоне хр. Шпитценберг, в зоне диабазовой полосы верхнего Гарца и др.

3. Альмандиновые гранаты наблюдались во многих разновидностях гранитов, гранит-порфиров и пегматитов. Альмандины широко распространены в микропегматитовых гранитах (Штейнерне Ренне, Биркенкопф), среди гранитов массива Ильзештейн (Франкенберг, Гиерскопф, Мейнекенберг), в гранулитах р. Эккер, гранитах долины Окер, Радау, массива Рамберг. Широкое развитие этого Gr в гранитоидах свидетельствует о существовании целой фации *альмандиновых Gr*. Типичные розоватые, прозрачные срезы альмандина образуют мелкодисперсные скопления в поздней структурной группе вместе с Mu, Q, Tu и And.

Анализы химических составов некоторых Gr по данным Фромме демонстрируют высокие содержания TiO_2 и андрадитовой составляющей.

Андалузит

And встречается в породах Гарца в двух фациях: грейзенизированных биотитовых гранитах вместе с Tu, Q, Mu (Рамберг, Брокен), а также и в ксенолитах авгитовых и др. гранитах Брокена. В последнем случае он ассоциирует с кордиеритом, шпинелью, корундом (Cd), а сами породы интенсивно ороговикованы. Кроме того, он известен среди силурийских вмещающих глинистых сланцев.

Автором наблюдался And из фации грейзенизированных гранитов (шл. 138). Здесь он встречен в виде резорбированных призматических и зернистых кристаллов. Бесцветен, $Ng-Np=0,06$; $C:N=0-25^0$; $(-2V)=60-72^0$.

Кроме описанных выше минералов в породах Гарца содержатся также целый ряд других второстепенных породообразующих, аксессуарных и вторичных минералов, таких как: Cd, Ru, Zr, скаполит, мелилит, датолит, Ep, Chl, цеолиты, каолинит, различные фосфаты, нитраты, Flu, карбонаты, битумы, рудные (окислы, сульфиды), самородные (графит, медь, висмут) и др., которые являются предметом специальных минералогических исследований.

Химические анализы двух турмалинов из пород Гарца по данным [101].

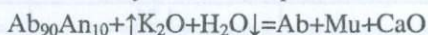
В-во	Вес. %	
	1	2
SiO ₂	36,06	36,51
TiO ₂	9,95	7,62
Al ₂ O ₃	30,34	32,92
Fe ₂ O ₃	—	8,13
FeO	17,40	9,51
MnO	0,11	0,11
MgO	0,78	0,78
CaO	0,72	0,72
Na ₂ O	1,36	1,36
K ₂ O	0,58	0,52
H ₂ O	2,70	—
P ₂ O ₅	—	0,12
F	1,36	1,64
Сумма	101,36	99,94
Ионы	Количество ионов в пересчете на 31(O, OH, F)	
Si	6,615	6,400
Ti	2,927	2,294
Al	6,00	6,800
Fe ⁺³	—	1,073
Fe ⁺²	2,495	1,494
Mn	0,010	0,010
Mg	0,206	0,210
Ca	0,133	0,136
Na	0,457	0,463
K	0,123	0,105
H	3,093	—
P	—	0,021
F	0,717	0,852
Mg/Mg+Fe+Mn	0,076	0,1224
Ca/Ca+Mg+Fe+Mn	0,0467	0,0735

Примечание: 1. Брокен, Зоннеберг, шерл из пегматита; 2. Брокен, —“—.

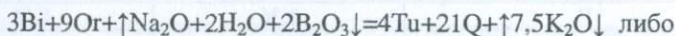
Встречается в гранитах Брокена и Рамберга в виде зернистых грубых и лучистых кристаллов размером до 1,0–1,2 мм. Цвет серый со слабо-розоватым плеохроизмом (шл. 361/499). Здесь может быть отнесен

к *эльбаиту*. Иногда он выступает в коричнево-фиолетовой окраске с резким плеохроизмом и тогда – относится к *шерлу*. Причем в ряде образцов (шл. 138, 139) окраска шерла пятнистая, плеохроирует он от бесцветных вдоль удлинения до слабо-фиолетовых тонов, участками поперек удлинения он коричневый. Выступает в тесной ассоциации с Q и Mu, в условиях слабой грейзенизации биотитовых гранитов.

Метасоматические процессы с образованием Tu широким распространением пользуются среди пород массива Рамберг и некоторых фаций с автометасоматозом в биотитовых и микропегматитовых гранитах Брокена. Резкое подкисление расплавов может привести к новообразованиям кварц-турмалиновой ассоциации через замещение Pl альбитом с мусковитом вплоть до образования двуслюдяных гранитов



и далее при участии в реакциях и биотита могут иметь место два типа реакций



Петрохимическая структура плутонических комплексов

На основе приведенных в предыдущих главах данных по геологии и петрологии плутонических образований Гарца могут быть выделены три главные серии пород: *ультраосновная (габбро-гарцбургитовая), щелочно-земельная (базальтоидная) и кислая (гранитная)*, которые являются производными базальтовой магмы. Последнее подтверждено также Финксом. Германном и Ведеполем выяснено, что начальные вулканиты Гарца представляют собой толеитобазальтовые расплавы. По Вахендорфу, а также по Трегеру имеется, вероятно, генетическая взаимосвязь между магмами начальных вулканитов и габбро Гарцбурга – с одной стороны, и орогенных плутонитов с посторогенными вулканитами и дайками – с другой.

Наиболее общие петрохимические признаки основных и гранитоидных серий Гарца известны из работ Эрдманнсдерффера, Хельда, Трегера, Петерса, Денглера, Займа, Зоона, Бенека, Финкса и др.

Важнейшими особенностями химизма комплекса пород Гарца являются:

1. Принадлежность большинства пород к «нормальному» петрохимическому типу.
2. Определенно выраженный калиевый облик гранитоидов.
3. Обогащенность, в сравнении со средними составами по Дэли, K_2O и Fe_2O_3 и сравнительная бедность FeO .

Анализ большого петрохимического материала (свыше 200 химических анализов пород, в том числе 40 анализов выполненных из сборов Геворкяна, Клиш) позволили проследить процесс формирования всех трех серий. Прделанная работа, как и для случая Армении и среднепалеозойского комплекса Восточной Тувы и МНР (Павленко), позволила выявить специфические условия кристаллизации плутонического комплекса Гарца.

Химические анализы горных пород и минералов, выполнены в ГЕОХИ РАН, их усреднения, а также были применены данные немецких авторов. На основе всех имеющихся в наличие анализов проведены ус-

реднения по типам и близким петрографическим признакам пород. При анализе петрохимической структуры серий в качестве отправной гипотезы избрана кристаллизация базальтоидного расплава в условиях резких смещений уровней щелочности расплава и воздействия механизма апотектической изотермической кристаллизации. Это воздействие обусловлено наличием кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве при различной щелочности.

Теория кислотно-основного взаимодействия компонентов и процессы апотектической изотермической кристаллизации

Важность роли кислотности-щелочности в магматических процессах была совершенно определенно показана Д.С. Коржинским и далее развита в цитируемых выше работах.

В частности Коржинским была показана зависимость активности компонентов от кислотности в «сухих» силикатных системах. Он рассмотрел достаточно простую модель силикатного расплава, состоящего из окисных диссоциированных компонентов: основные компоненты – $\text{CaO}=\text{Ca}^{+2}+\text{O}^{-2}$; кислотные компоненты – $\text{SiO}_2+\text{O}^{-2}=\text{SiO}_3^{-2}$, $2\text{SiO}_2+\text{O}^{-2}=\text{Si}_2\text{O}_6^{-2}$.

Отсюда вытекает главный вывод:

«При возрастании основности расплава (т.е. при возрастании активности кислородных анионов) валовые коэффициенты активности основных окислов возрастают, а кислотных компонентов понижаются, причем этот эффект тем значительнее, чем сильнее основание или кислота, т.е. чем они более ионизированы».

Ряд понижающейся основности окислов в расплавах по Д.С. Коржинскому в силикатных системах совпадает с рядом возрастания их электроотрицательностей и увеличения энергий связи катионов с кислородом. Также сделаны ряд экспериментальных попыток оценить коэффициенты активностей путем изучения различных равновесий и распределений компонентов между фазами.

«Принцип Коржинского» включает следующие положения.

1. Ввод в магматическую систему сильного основания повышает валовую щелочность расплава. А это вызывает ответное возрастание активностей всех сильных оснований и понижение активностей кислот. В

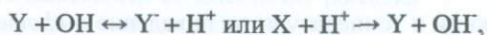
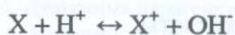
зависимости от силы основания или кислоты, вводимых в систему, указанный эффект будет контрастнее. Геохимически это сводится к тому, что с повышением щелочности (активности) расплава происходит замещение в кристаллизующихся минералах слабых оснований сильными, а сильных кислот – слабыми. Повышение кислотности приводит к обратным реакциям.

2. При изменении щелочности расплава происходят смещения путей котектической и эвтектической кристаллизаций. В связи с этим, температуры образования оснований повышаются и поля кристаллизации слагаемых ими фаз (минералов) на диаграммах плавкости расширяются, и наоборот: температуры образования кислот понижаются, а поля минералов с кислотными компонентами сужаются. Для действия «*принципа Коржинского*» среди других интенсивных факторов наиболее важна активность щелочей (щелочность). Отсюда вытекает важность «*принципа Коржинского*» для анализа состояний природных систем.

Перчук получил ряды кислотности-основности компонентов на основе термодинамического расчета «коэффициентов ионизации» в широком диапазоне температур (25–900⁰С), рН растворов и показал справедливость приложения «*принципа Коржинского*» к системам с полной взаимной растворимостью компонентов в жидком и твердом состояниях. При этом он исходил из допущения, что суммарные эффекты изменения кислотности-щелочности в расплавах и растворах в целом идентичны.

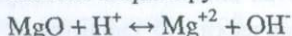
В данном случае предстоит познакомиться с влиянием щелочности и температуры на распределение основных, кислотных и амфотерных окислов при формировании всех серий и субсерий пород Гарца. Это возможно сделать на основе «*принципа Коржинского*» и теории Перчука. Напомним общие сведения из нее.

Из физико-химической литературы вытекает, что ионизация кислотных и основных окислов в воде происходит по следующим схемам:

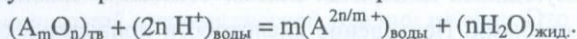


где X – основной окисел; X⁺ – катионная форма основного окисла; Y – кислотный окисел; Y⁻ – анионная форма кислотного окисла; H⁺ – протон; OH⁻ – гидроксид.

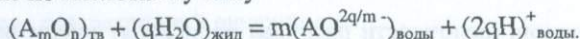
Или же к примеру



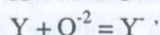
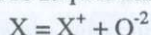
А в случае амфолита он может ионизировать по основному типу



Или же по кислотному типу



В силикатных расплавах, согласно современным представлениям, окислы почти полностью ионизированы аналогично приведенным реакциям либо в виде простых, либо комплексных $[\text{SiO}_2]^{-Y}$ ионов. В общем виде это выразится так:



$\text{X} = \text{Y} + \text{O}^{2-}$, где X – основание, а Y – кислота.

Рассмотренные Перчуком коэффициенты ионизации представляют собой соотношения активностей ионов и молекул в растворе (расплаве) типа:

$$t_{\text{Me}} = a_{\text{Me},\pm} / a_{\text{Me}}, \text{ где } t - \text{«коэффициент ионизации»}.$$

Теория Перчука предусматривает зависимость коэффициента ионизации (t) от температуры и щелочности. Там же рассмотрены схемы ионизации основных, кислотных и амфотерных окислов в общем виде. Основные результаты рассмотрения системы $\lg t_y - \text{pH}$ привели в следующем выводе:

1. Возрастание щелочности раствора уменьшает коэффициент ионизации *основных* окислов, причем степень уменьшения строго зависит от валентности катиона в растворе и выше у того иона, который обладает большей валентностью.

2. С повышением щелочности растворов коэффициент ионизации *кислотных* окислов возрастает и строго зависит по величине от валентности приобретенного аниона гидратированной кислоты.

3. Влияние щелочности и температуры на поведение *амфотерных* и близких к ним окислов особенно наглядно. В зависимости от уровня щелочности и температуры раствора или расплава амфолиты или амфотеры способны ионизировать либо по основному, либо по кислотному

ций в соответствии с широкой дисперсией значений коэффициентов активностей щелочей, температур и давлений. И в связи с этим, «кристаллизационные ряды Боуэна» воспринимаются уже как обобщенные, генеральные и чрезвычайно схематизированные пути формирования магматических пород лишь в некоторых узких пределах возможного уровня щелочности. В этом свете следует напомнить, что известный реакционный ряд Боуэна остается справедливым для I поля щелочности гранитоидных пород на пучковой диаграмме Д.С. Коржинского (рис. 24), а в остальных случаях минеральные парагенезисы и их порядок выделения отвечают другим значениям уровней активностей щелочей.

Кроме того известно, что возрастание щелочности расплавов и

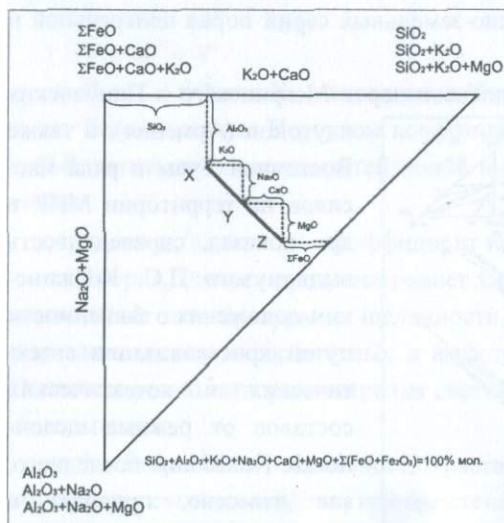


Рис. 25. Семикомпонентная диаграмма по В.Н. Лодочникову [42].

растворов ведет к повышению потенциалов оснований в порядке понижения их электроотрицательности ($K, Na > Ca > (Mg, Fe)$), причем индикатором повышения щелочности служит расширение полей кристаллизации K_{sp} или ранее выпадение минералов, богатых сильными основаниями.

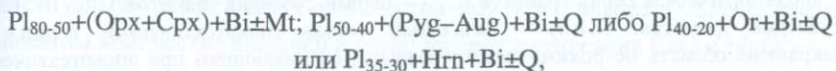
С позиций указанных выше теоретических представлений петрохимическую структуру плутонического комплекса Гарца поможет проанализировать уже испытанная на практике, семикомпонентная диаграмма В.Н. Лодочникова. Способ ее построения вполне понятен из дополнительного к рис. 25 чертежа.

Важной особенностью этого типа диаграмм является то, что фигуративные точки составов, располагающиеся на одних прямых, обладают свойством *комплементарности* или *слагаемости*. Следовательно, любой состав комплементарного ряда может быть получен сложением или

вычитанием других составов, располагающихся в пределах данного ряда. Практически любой третий состав может быть рассчитан из двух анализов, ломанные векторы которых образуют ряд слагаемости.

С физико-химической точки зрения комплементарными могут считаться лишь те составы, которые лежат на или вблизи котектических кривых на диаграммах плавкости. Поэтому любые отклонения составов от котектик или эвтектик свидетельствуют о том, что процесс кристаллизации не идет по пути нормальной дифференциации, а в нем участвуют посторонние явления: гибридность, ассимиляция, контаминация и т.д. С другой стороны, форма и вид котектических кривых могут диктовать ломанный характер прямых комплементарности при кристаллизации целых серий генетически единых пород.

До того как перейти к обсуждению особенностей петрохимической структуры пород, напомним, что магматические интрузивные породы Гарца различаются по своим минеральным парагенезисам. В серии, представленной рядом от оливиновых норитов и габбро, до габбро-диоритов и диоритов или даже апогаббро и плагиогранитов, типоморфными являются парагенезисы:



отвечающие I и V полям щелочности пучковой диаграммы Коржинского.

Близкие или аналогичные парагенезисы развиты в ранней фракции эффузивных основных пород Гарца (диабазы, габбро-мелафиры и др.). В интрузивных породах основной серии в целом отмечается нормальная боуэновская последовательность кристаллизации минералов. Обращают на себя внимание обилие Vi на уровне появления слюдяных перидотитов и габбро, его выделение в ряде случаев происходит раньше Rx ; присутствие осциллирующе-зональных порфиробласт и двух генераций Pl , корродируемых Q и т.д.

Петрохимические особенности показаны на следующей семикомпонентной диаграмме (по методу В.Н. Лодочникова) – рис. 26, для построения которой использованы анализы средних составов пород по данным И. Клиш и Р. Геворкян.

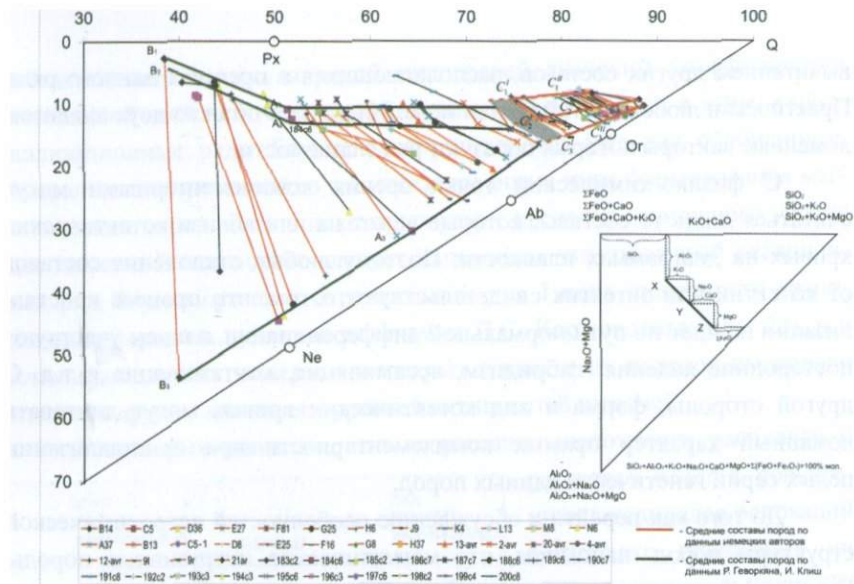


Рис. 26. Семикомпонентная диаграмма по В.Н. Лодочкикову (1926). Петрохимическая структура расщепленных серий пород магматического комплекса Гарца. «А₁–А₃» – главная серия щелочно-земельных (толеитовых) базальтоидов (оливиновый норит-диорит-кварцдиорит); «В₁–В₃» – апотектическая серия габбро-гарцбургитов; «С₁–С₃» – апоэвтектическая серия гранитов: С₁₋₃^I – первая субсерия гранитов, С₁₋₃^{II} – вторая субсерия гранитов. 184(6) – начальный состав апотектической серии «А»; закрашена область петрохимического разрыва, возникающего при апотектической кристаллизации гранитов.

Главной особенностью диаграммы является то, что ломанные векторы анализов представителей щелочно-земельной серии – от габбро-норитов (№ 184сб) до кварц-биотит-авгитового диорита (№ 188сб) – образуют комплементарную прямую. Это подтверждает их принадлежность к единой дифференцированной серии «А₁–А₂–А₃», кристаллизовавшейся в условиях сравнительно стабильной щелочности (I–V поля).

Характер эволюции химического состава пород по мере повышения их кремнекислотности типичен для серий I и V полей и в целом сходен с развитием составов других щелочно-земельных серий, например в Восточной Туве, МНР и центральной Армении. По данным диаграммы можно судить также о составе родоначальной магмы всей серии пород, она отвечает составам оливинового норита (№ 184сб, сред. из 6 анализов).

Главная и широко развитая в Гарце *банатит-плаггиогранитная серия* выражена на рис. 26 в виде прямой «А₁–А₂–А₃». В ее составе участвуют оливиновые габбро, нориты, амфиболовые апогаббро, диориты (кварцевые и бескварцевые) при резком преобладании пород основного и среднего составов.

Банатит-гранитная серия представлена на рис. 26 в виде прямой «С₁–С₂–С₃» и сложена из «чисто» магматических и небольшого количества метасоматических образований. В последних наблюдается наложение на ранние низкощелочные парагенезисы более высоких по щелочности минеральных фаций (полей) – II и IV.

Петрографические признаки фаций пород типа гранодиоритов, амфиболовых и пироксеновых гранитов, биотитовых гранитов выражаются развитием порфиробластового Pl, поздней микроклинизации. Причем Ksp развит либо в виде порфиробласт, либо концентрируется в определенных зонах. Как и в случае интрузий в МНР, Ksp гетерогенен. Широко представлены Ep, Gr, And и др.

В чисто магматических породах кремнекислотность выдерживается в широком интервале (вес.%) – 63,9–66,3, причем с ростом кремнекислотности слабо уменьшаются количество Al₂O₃ и сильнее – ΣFeO; увеличивается количество щелочей и резко падают содержания CaO и MgO.

Большая часть анализов Гарца относится к *чисто магматическим породам* и в связи с этим образуют непрерывный, постепенно-изменяющийся ряд составов (рис. 26), а метасоматические образования развиты лишь в эндо- и экзоконтактных фациях (гранит-диоритовые фации северного или восточного краев плутона Брокен) и играют второстепенную роль.

Принципиально новую петрохимическую серию слагают в Гарце *граниты*. По своему тектоническому положению они относятся к этапу формирования крупных разломных структур. По всем петрографическим и петрохимическим признакам граниты Гарца уверенно относятся к *банатит-гранитной* серии. Гранитоиды Гарца, относимые к указанной серии, представлены главным образом биотитовыми, авгитовыми и др. гранитами. Для них типичны: высокая лейкократовость; интрузивный характер контактов; развитие пойкилобластового, часто зонального Pl;

гранофировые структуры; обратная пертитизация зональных Ksp , развитие вокруг последнего зон с $P1$; ранний Vi и мн. др. Эти признаки наряду с типоморфными парагенезисами минералов позволяют относить их к высокощелочным (II и IV полям – фациям щелочности) гранитам.

Граниты данной серии представлены двумя субсериями: *щелочной (VI→IV поле)* и *расщелоченной-кремнекислой (IV→II поле)*. Аналогичные результаты наблюдений характерны для эффузивной и субвулканической фаций.

На представленной петрохимической диаграмме (рис. 26) положение гранитоидов Гарца (« $C_1-C_2-C_3$ ») резко отличается от пород щелочно-земельной серии. Наклоны векторов и линий комплементарности демонстрируют, что от авгитовых и биотитовых гранитов до лейкократовых гранит-порфиров вплоть до щелочных риолитов происходит умеренное убывание содержаний Al_2O_3 , резкое убывание CaO , MgO и сокращение ΣFeO , а конечная кремнекислотность превышает 75 вес.%. Анализы гнейсов (р. Эккер) и других метасоматических пород оказываются вне комплементарных составов.

Своеобразную группу пород составляют упомянутые выше представители ультраосновных пород (гарцбургиты, бронзититы, слюдяные перидотиты и др.). Их главными отличиями является присутствие $O1$, Orx и очень основного $P1$. Srx отчетливо ксеноморфен или даже включает зерна Vi . Последний присутствует в ранних структурных группах вместе с идиоморфным по отношению к $O1$ и Orx основным $P1$.

Для ультрабазитов Гарца характерны признаки *обратных* соотношений минералов, необъяснимых обычной эвтектической кристаллизацией.

Химические составы ультрабазитов (№ 183с2; 185с2) не попадают ни в одну из описанных выше серий «А» и «С» и отличаются от них резко повышенными содержаниями щелочных земель, особенно MgO , пониженными количествами щелочей и Al_2O_3 . Приведенные минералогические признаки ультраосновных пород Гарца, также как ранее свидетельствуют о *подщелочном* характере глубинной *толеитовой* магмы, причем разбросанность некоторых анализов и их разнотипны характерны для базальтов контаминированных сиалическим материалом.

Анализы ультрабазитов (от № 183с2 до 185с2) укладываются с ростом кремнекислотности в один комплементарный ряд «В₁-В₂-В₃», в котором последовательно идет накопление Al₂O₃ и суммы щелочей при одновременном усилении роли CaO за счет MgO и ΣFeO.

1. *Габбро-гарцбургитовая серия:*

Апотектическая серия подщелоченных основных-ультраосновных пород (анализы №№ 183с2; 185с2) – «В₁-В₂-В₃».

2. *Банатитовые серии:*

2.1. *Банатит-плагиогранитная – главная щелочно-земельная базальтовая (толеитовая) котектическая серия* (анализы № 184с6; 187с7; 188с6; 186с7) – «А₁-А₂-А₃».

2.2. *Банатит-гранитная серия:*

а) апоэвтектическая субсерия щелочных гранитов (анализы № 189с6; 190с7) – «С₁^I-С₂^I-С₃^I»;

б) апоэвтектическая субсерия подкисленных гранит-порфиров (анализы № 191с8; 192с2; 193с3; 194с3; 195с6; 196с3; 198с2; 197с6; 199с4) – «С₁^{II}-С₂^{II}-С₃^{II}».

Разрыв кремнекислотности между апотектической серией (А) и апоэвтектическими субсериями (С) составляет (вес.%): 63,9–66,3.

Говоря о соотношениях выделенных групп пород, следует остановиться на причинах различных петрохимических сдвигов и их происхождении. Преобладающее развитие в Гарце прединтрузивной вулканической деятельности в виде излияний лав *диабазового состава указывает на основной характер родоначальной магмы*. Следовательно, если принять, что исходная магма отвечала составу диабазовых лав, то последовательное и неуклонное повышение в ней уровня щелочности вследствие развития глубоких процессов гибридизма и притока щелочных растворов привело бы к кристаллизации наиболее ранних продуктов дифференциаций такого расплава до уровня ультраосновных. Дальнейшее их отщепление влекло к «остатку» магмы на уровне состава габбро-норита (184с6) и далее – кварцевого биотит-авгитового диорита (№ 188с6).

Данные парагенетического анализа минералов (глава II) и изучение распределения химических компонентов в породах Гарца привели к представлению о *расщепленном* характере базальтоидной (толеитовой)

щелочно-земельной магмы на *габбро-гарцбургитовый дифференциат* и *кремнекислотный остаток* пород более высокой щелочности. Эти процессы являются следствием принципа кислотно-основного взаимодействия компонентов и прямым отражением усиления различий в силе кислот и оснований при повышении щелочности в расплаве. Относительные изменения содержаний компонентов CaO, MgO, ΣFeO и Al_2O_3 при расщеплении состава щелочно-земельной магмы на ультраосновной дифференциат и кремнекислый остаток высокой щелочности также отчетливо прослеживаются с помощью совмещенных для I и II полей (фаций) щелочности диаграмм состав–парагенезиса (рис. 27).

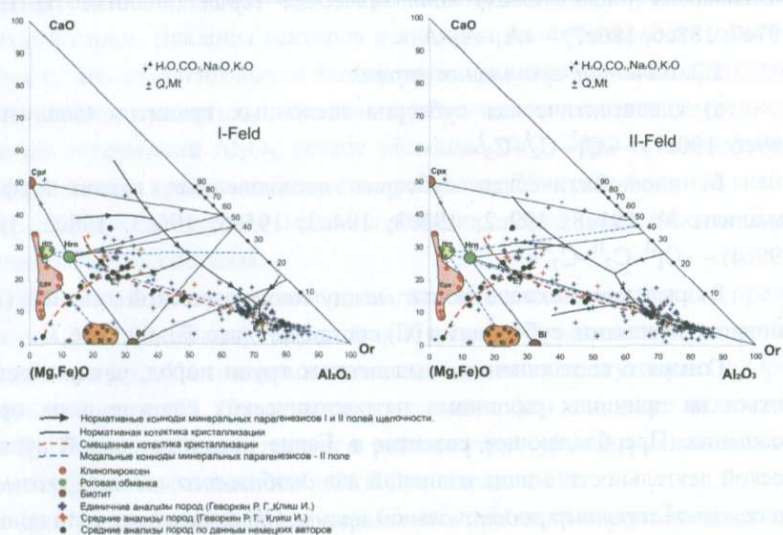


Рис. 27. Диаграмма состав–парагенезис пород и минералов.

Дальнейшее развитие габбро-норитовых составов в сторону повышения кремнекислотности, уменьшения Al_2O_3 и сокращение мафийских компонентов в условиях повышенной щелочности могло создать условия для формирования гранитов (щелочных и подкисленных) банатитовой серии. Подмеченные закономерности кристаллизации пород также вскрываются при анализе распределения MgO и ΣFeO с помощью диаграммы отношения $\text{MgO}/[\text{MgO} + \Sigma\text{FeO}] - \text{SiO}_2$ (рис. 28).

Ультраосновные дифференциаты отчетливо сильно магниезильны, напротив, в норит-габбро-диоритовой серии «А» возрастает роль железа. Интересно, что в последней серии также происходило повышение щелочности, а апогаббровые конечные дифференциаты ультраосновной серии «В» занимают пограничное положение, но относятся к щелочно-земельной группе пород. Очевидно, что нарастающее усиление активностей щелочей в базальтовом расплаве привело к концу кристаллизации пород к сближению конечных продуктов ультраосновной (габбро-гарцбургитовой) и норит-габбро-диоритовых серий.

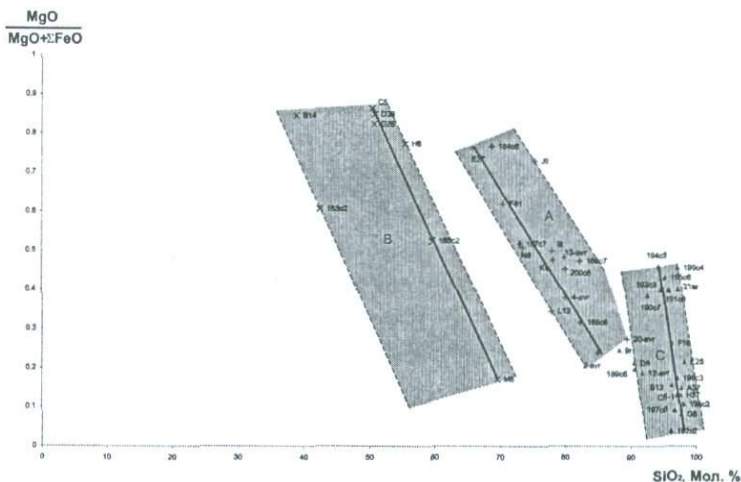


Рис. 28. Диаграмма $MgO / [MgO + \Sigma FeO] - SiO_2$.

+ породы главной серии A_1-A_3 щелочно-земельных (толситовых) базальтоидов (норит-габбро-диорит); x породы апотектической серии B_1-B_3 габбро-гарцбургитов; ▲ породы апоэвтектической серии C_1-C_3 гранитов и гранит-порфиров.

Таким образом, петрохимические признаки серий Гарца и парагенетические взаимоотношения пород различной кремнекислотности могут быть полностью объяснены повышением потенциала щелочей при образовании из исходной щелочно-земельной магмы габбро-гарцбургитовой и банатитовой серий в соответствии с реакцией перехода с I на II поле щелочности:



или перехода с V на II поле:



Эти переходы фиксируются оригинальными структурами обратной кристаллизации минералов. Так, появляются обратнозональные Pl, последний резко корродируется Or, а $Bi \rightarrow Am$, $Am \rightarrow Px$; отчетливо ксеноморфный Q переходит в интерстиции порфиroidных пород.

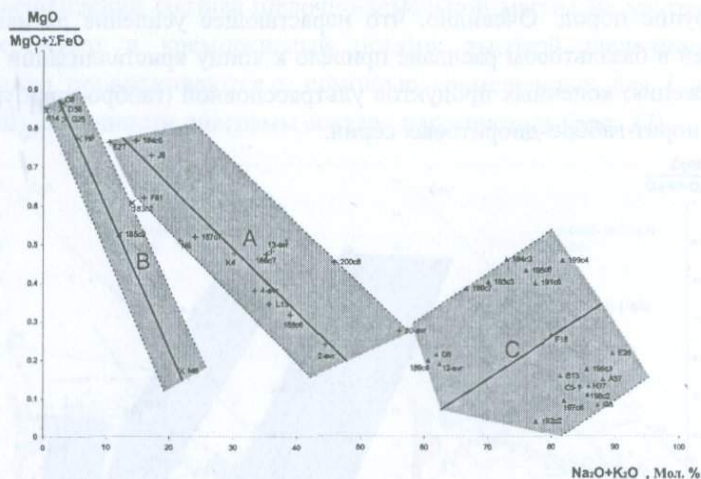


Рис. 29. Диаграмма $MgO / [MgO + \Sigma FeO] - Na_2O + K_2O$. Условные обозначения см. рис. 28.

Рассмотрение данного графика $MgO / [MgO + \Sigma FeO] - Na_2O + K_2O$ (рис. 29) отчетливо показывает разделение между сериями «В», «А» и «С», а также указывает на обратную корреляцию для серий «В» и «А», в то время как серия гранитов «С» резко демонстрирует прямую корреляцию роста щелочности относительно магнезиально-железистых компонентов.

Распределение калия и натрия по отдельным образцам пород Гарца и средние содержания получены на основании анализа методом фотометрии пламени (ГЕОХИ РАН).

На рис. 30 наглядно видно, невзирая на значительную близость K/Na отношения, некоторое обособление средних содержаний щелочей в апотектичных ультрабазитах от пород щелочноземельной и гранитной серий. Необходимо заметить, что общее повышение количества щелочей происходит за счет абсолютного накопления калия к более поздним дифференциатам, вплоть до щелочных риолитов, а содержание натрия остается низким и относительно равнозначным.

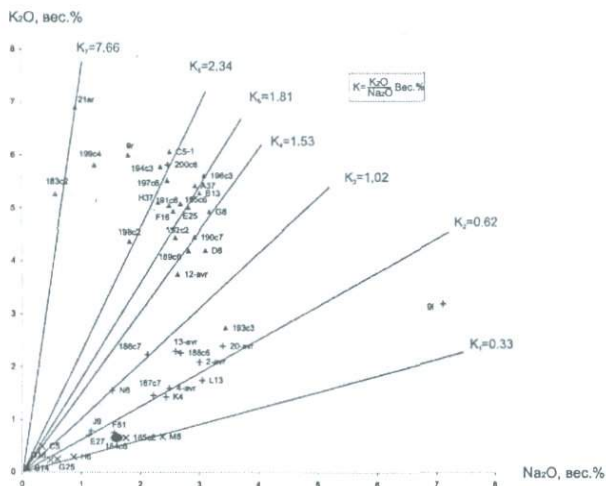


Рис. 30. Диаграмма распределения K_2O/Na_2O . Условные обозначения см. рис. 28.

По данным (рис. 30) можно судить о последовательном смещении коэффициентов распределения K_2O/Na_2O отношения от значения $K=7,66$ для щелочных риолитов вплоть до значения $K=0,33$ для ультраосновных пород, что свидетельствует об огромной роли щелочности по калию для развития магматического комплекса Гарца.

Показанный выше калиевый облик гранитных пород специфичен и отличен от других массивов, как, например, массивов Центральной Армении. Указанная калиевая специфика пород Гарца свидетельствует о генетическом родстве и резко отражается на геохимическом поведении редких щелочей. Высокая и возрастающая калиевость находит свое отражение в смене «низкощелочных» парагенетических соотношений минералов на «высокощелочные» и, в частности, в раннем образовании Vi , упреждающем образовании в ряде случаев Am и даже Rx .

Рассмотрение распределения калия и натрия по минералам пород всех интрузивных массивов показывает, что во всех породах гранитной серии главное количество калия приходится на калиевые полевые шпаты, в значительно меньших количествах он локализуется в Vi . Среди минералов щелочно-земельных пород наибольшие содержания калия приходятся на Pl и Vi . Натрий фиксируется в щелочно-земельной серии,

главным образом в плагиоклазах и пироксенах, в то время как в породах гранитной серии главными носителями натрия являются Ksp и Am .

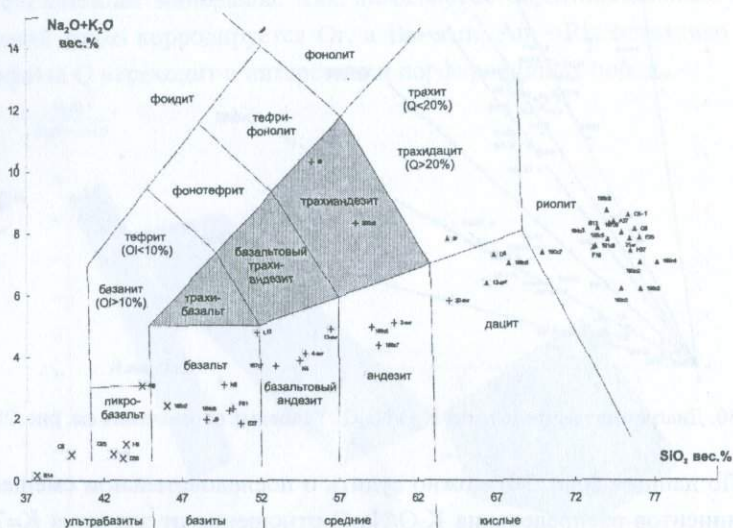


Рис. 31. Диаграмма распределения магматических пород на основе содержаний SiO_2 и щелочей (по данным комиссии IUGS, 1988). Знаками показаны петрохимические составы пород Гарца. Условные обозначения см. рис. 28.

На диаграмме (рис. 31) отчетливо наблюдается соответствие химических составов пород Гарца выделенным участкам характерных типов распространенных магматических пород. Для Гарца примечательно, что ультрабазиты серии «В» строго отвечают составам распространения фондит-пикробазальтов, а щелочно-земельная (толеитовая) серия «А» отвечает составам распространения ряда базальт-базальтовый андезит-андезита, в то время как гранитная серия «С» размещается в ряду дацит-риолита. Интересно также, что наблюдается разделение субсерий: щелочно-гранитная «С^I» – в поле дацита, а подкисленная «С^{II}» в поле риолита.

Обсуждение графиков соотношения параметров Заварицкого а/с к SiO_2 (рис. 32), а также Na_2O+K_2O/SiO_2 (рис. 33) приводят к наглядному разделению всех трех серий пород Гарца друг от друга. Кроме того, с ростом кремнекислотности наблюдается сравнительно плавное увели-

чение параметров a/c в сериях «В» и «А», в отличие от которых в серии «С» происходит резкое увеличение значений a/c (рис. 32).

Рассмотрение другого графика Na_2O+K_2O/SiO_2 демонстрирует аналогичное расчленение серий «В», «А» и «С» друг от друга при неизменном последовательном повышении уровня содержания щелочей. Наблюдаемые петрохимические эффекты наглядно указывают на дискретный характер развития щелочности пород в сочетании с эволюционно прогрессирующим ростом кремнекислотности.

Петрохимические особенности формирования магматического комплекса Гарца станут наглядными при сопоставлении петрохимической эволюции и минералогического состава естественных ассоциаций вулканических горных пород по А.Н. Заварицкому (рис. 34) с ассоциациями различной щелочности, отвечающими полям диаграммы гранитоидных пород Д.С. Коржинского. При сопоставлении данных по ряду интрузивных ассоциаций показано, что каждому уровню щелочности и соответствующему парагенезису минералов отвечают определенные типы вулканических ассоциаций:

V поле плагиогранитов (Pl+Bi+Hrn+Px) – тип Пеле.

I поле нормальных гранитов (Q+Pl+Bi+Hrn) – тип Мартиники.

II поле граносиенитов, гранитов (Or+Pl+Bi+Hrn) – тип Йеллоустонского парка и Этны.

III поле сиенитов:

1. (Or+Pl+Bi+Hrn) – тип Марос. 2. (Or+Bi+Hrn+Px) – тип Хейвуд.

IV поле монзонитов (Or+Pl+Bi+Px) – типы Пантеллерии, Гавай, Кении, Гаити.

Петрохимические изменения при переходе от ассоциаций V–I поля к ассоциациям поля (от типа Пеле и Мартиники к типу Йеллоустонского парка) выражаются для пород Гарца стабильной и равной меланократовости (параметр «b») в увеличении щелочно-глиноземистой составляющей («a») и в некотором убывании известково-глиноземистого параметра «с», чему минералогически соответствует повышение содержания Са в темноцветных и уменьшение содержания Q. Очевидно, что эти петрохимические различия усилятся при переходе к ассоциациям IV поля

На приведенной диаграмме (рис. 34) естественных вулканических ассоциаций А.Н. Заварицкого показаны усредненные составы пород серий «А», «В» и «С» Гарца. Нанесены только главные параметры.

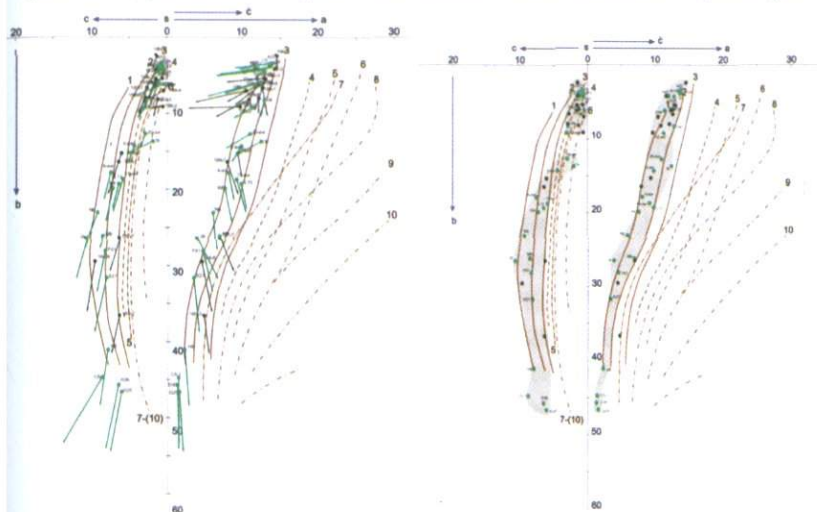


Рис. 34. Диаграмма типов естественных ассоциаций вулканических горных пород. Составлена А.Н. Заварицким [27]. Первые три линии слева отвечают наиболее характерным известково-щелочным ассоциациям пород от Мартиники до Иеуллоустонского парка. Средняя линия 4 отвечает породам Этны и замыкает известково-щелочные ассоциации. Дифференцированные серии пород магматического комплекса Гарца. Красные знаки – по данным немецких авторов, черные знаки – по данным Р. Геворкяна, И. Клиш. Породы главной серии «А₁–А₃» щелочно-земельных (толеитовых) базальтоидов (норит-габбро-диорит); породы апотектической серии «В₁–В₃» габбро-гарцбургитов; породы апоэвтектической серии «С₁–С₃» гранитов и гранит-порфиров.

Примечательным является то обстоятельство, что реальным парагенезисам для всех серий соответствуют отвечающие им по петрохимическим признакам составы естественных ассоциаций вулканических пород.

Так, из диаграммы видно, что породы щелочно-земельной серии «А» с присущими им парагенезисами V–I полей, образуют петрохимически обособленную зону и ограничены резко выраженными известково-щелочными ассоциациями типа Мартиники – Пеле. Наиболее интересно точное графическое совпадение состава оливнивого норита (№184сб) с линией ассоциации типа Мартиники (1 поле), кроме того составы родо-

начальных для пород области габбро-норитов (V) I поле щелочности) занимают строго промежуточное положение по величине параметра «b» между щелочно-земельной и гранитной сериями.

А параметр «с» в ходе дифференциации щелочно-земельной серии, следуя кривой, последовательно уменьшается до составов габбро-норитов и диоритов, для которых параметр «с» (известковая составляющая) близок к исходной величине, а затем, продолжая резко убывать, он достигает минимума в составах гранитов и щелочных риолитов.

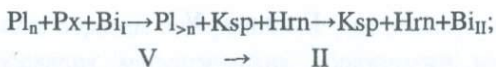
При этом поведение параметра «а» обратно пропорционально показанной схеме поведения параметра «с», а параметр «b» на общем фоне демонстрирует стремление последовательного и равномерного уменьшения к концу процесса дифференциации пород серии.

Минералогически это «движение по кривой» выражается в нарушении последовательности выпадения известково-алюмосиликатных минералов, т.е. в повышении основности ранее образовавшихся генераций P1 или его обратной зональности и образовании Di в большинстве после Hn1 и Vi. Вслед за этим следует обычная для «нормальных гранитов» (I поле, тип Мартиники) последовательность кристаллизации минералов.

Другая петрохимически обособленная зона – составы пород гранитной серии «С» на диаграмме (рис. 34) несколько сдвинута вправо и ограничена преимущественно линиями (1, 2) ассоциаций типа Йеллоустонского парка, отвечающих II полю щелочности. Это совпадение петрохимических и петрографических фактов, как мы видели выше, вполне подтверждается преобладающим развитием в породах гранитной серии парагенезисов II поля.

Отличительным петрохимическим признаком пород гранитной серии «С» является совпадение с щелочными естественными ассоциациями *переходного* типа (3,4): от резко известково-щелочноземельных (1,2) к отчетливо щелочным ассоциациям типа Пантеллерии, Гавай и др. (7–10).

Именно это «*переходное*» положение гранитных пород указывает на генетическую близость и родство их с щелочно-земельной серией базальтоидов, петрохимически ярко индивидуализировано и отвечает широко наблюдающейся смене парагенезисов (V) I поля парагенезисом II-го поля, т.е.



Все отмеченные важные петрохимические особенности формирования щелочно-земельной и гранитной серий Гарца, так же как и характер парагенетических ассоциаций, составов минералов в породах различной кремнекислотности, т.е. на разных стадиях дифференциации и т.п., полностью согласуются с принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах и влиянием щелочности на котектические и эвтектические составы.

Таким образом, увязывая предложенный выше механизм образования серий пород Гарца с процессом эволюции главных естественных ассоциаций магматических пород, закономерно появление гранитных горных пород, которые ограничены в основном ассоциациями повышенной щелочности с I до II полей.

Геохимические особенности поведения редких элементов и металлов при формировании магматического комплекса

Настоящая глава посвящена анализу распределения некоторых редких элементов (Li, Rb, Sr, Cs, Ce, Y, Nb, Zr) и рудных металлов (Cu, Pb, Ba) с целью выяснения ряда геохимических эффектов, связанных с изменением условий щелочности при формировании щелочно-земельной и гранитной серий магматического комплекса Гарца.

Поведение породообразующих и редких элементов в процессах фракционной кристаллизации управляется наряду с температурой кислотно-основным взаимодействием компонентов в расплавах, а их содержания в породах зависят от щелочности, при которой последние формировались.

Перед нами стояла задача по выяснению роли и влияния температуры и щелочности на распределение редких элементов и металлов в породах палеозойского магматического комплекса Гарца, в частности в гранитных породах.

В целом редкие элементы и рудные металлы служат индикаторами изменения физико-химических условий в расплаве для проверки генетических представлений о роли изотермической апотектической кристаллизации при образовании уже известных магматических серий.

Некоторые замечания и методика исследования

В данной главе приводится фактический материал о закономерностях распределения в породах Гарца вышеуказанных элементов. Ранее было показано распределение в породах петрогенных элементов.

Все количественные определения основаны на применении точных современных методов анализа: фотометрии пламени (K, Na, Li, Rb, Cs, Sr), химико-рентгеноспектрального (Ce, Y, Zr) и количественного спектрального (Cu, Pb, Ba, Cr, Ni, Co). Автор располагает оригинальными анализами наиболее характерных представителей неизменных пород, причем большая часть образцов отобрана из массивов Брокен, Рамберг, Окер и др.

Как правило, образцы отбирались по уже известной из литературы методике опробования магматических образований весом не менее 10–15 кг и располагались на профилях петрографических разрезов. При этом распределение образцов по всей площади объектов было равномерное. Опробованию подверглись почти все разновидности магматических пород Гарца.

Для аналитических работ проба считалась готовой после тщательного дробления, квартования и истирания до пудры (около 200–250 мешков). С целью получения чистых мономинеральных фракций породообразующих минералов пробы отмывались на концентрационном столике, затем производились магнитная и электромагнитная сепарация, далее флотация, деление в тяжелых жидкостях, электролитическое и электростатическое обогащение и мн. др. Окончательная очистка минералов производилась под бинокулярной лупой. Разделение светлоцветных минералов производилось методом окрашивания и по методике разбавленных растворов тяжелых жидкостей.

Редкие щелочи и щелочно-земельные элементы

Литий (Li). Особенности геохимии Li в изверженных породах привлекали внимание большого числа исследователей. Известно большое количество современных исследований по распределению Li по отдельным регионам и массивам гранитоидных пород.

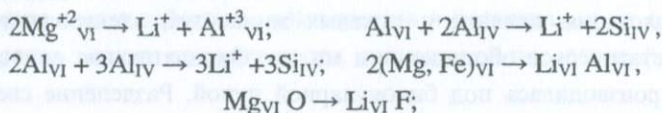
С целью изучения поведения Li в процессе эволюции магматического комплекса Гарца и кристаллизации гранитоидных пород было исследовано распределение этого элемента во всех главных типах пород. Петрологический материал указывает на удовлетворительные индикаторные способности Li для подтверждения предложенного механизма образования магматических серий Гарца при дифференциации базальтоидной магмы.

Данные известные по Мюллеру и Займу свидетельствуют о том, что в породах щелочно-земельной серии «А» Li преимущественно накапливается в Bi и Px, а в гранитных породах серии «С» к ним присоединяется и Am. Надо заметить, что основная часть Li локализуется именно в темноцветных минералах, в то время как на долю Pl, Ksp приходится лишь примерно 1/3 всего его количества.

Среди темноцветных, как и следовало ожидать, наибольшей избирательной способностью по отношению к Li обладают биотиты. В связи с этим можно утверждать, что Vi является основным минералом-концентратом Li.

Общеизвестно, что Li, Mg и Fe²⁺ обладают близкими ионными радиусами (Li⁺=0,68 Å, Mg⁺²=0,66 Å, Fe⁺²=0,74 Å, по В.М. Гольдшмидту) и вступают с кислородом в ионные связи. Считается также, что подобное кристаллохимическое сходство этих элементов обуславливает возможность их широкой изоморфной смесимости.

Принятой и распространенной схемой гетеровалентного изоморфизма является:



Следует заметить, что почти во всех гранитных породах Гарца изоморфное вхождение Li в решетки магнезиально-железистых минералов сопровождается значительным его накоплением одновременно в калишпатах. Несмотря на затруднения кристаллохимического порядка и большое отличие ионных радиусов натрия (0,97 Å) и калия (1,33 Å) от Li (0,68 Å), все же это явление имеет место и может быть объяснено присутствием Li в калишпатах в рассеяной форме.

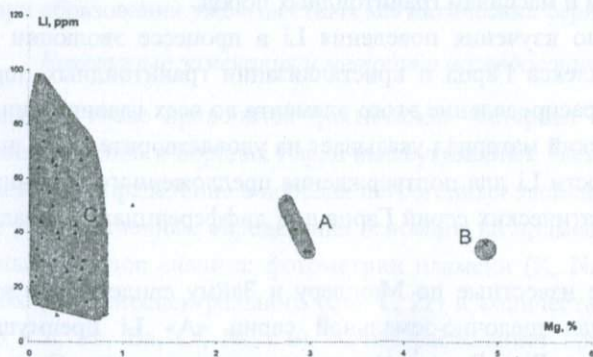


Рис. 35. Диаграмма распределения Mg-Li в породах Гарца.

+ породы главной серии «А₁-А₃» щелочно-земельных (толеитовых) базальтоидов (норит-габбро-диорит); х породы апотектической серии «В₁-В₃» габбро-гарцбургитов; ▲ породы апоэвтектической серии «С₁-С₃» гранитов и гранит-порфиров.

Обратимся к поведению Li в процессе формирования ультраосновной, щелочно-земельной и гранитной серий Гарца. По приведенным данным выявляется закономерное изменение содержаний Li и его соотношений в последовательных членах серий. Очевидно, что в процессе эвтектической кристаллизации происходит обогащение более поздних дифференциатов Li. С другой стороны, закономерно ожидать от Li в силу кислотно-основного взаимодействия определенной реакции на повышение щелочности в расплаве.

Особенности распределения Li в породах Гарца отражены на рис. 35 и сводятся к следующему.

Содержания Li и Mg/Li отношение (рис. 35) хорошо коррелируются с петрохимическими параметрами и отчетливо разделяются, демонстрируя эволюцию каждой магматической серии.

1. В щелочно-земельной серии «А» от ранних к поздним дифференциатам происходит общее повышение содержания Li, протекающее при увеличении Mg/Li и уменьшении значений Fe^{+2}/Li соотношений.

2. В гранитной серии «С» содержание Li на порядок выше, чем в щелочно-земельных породах, но колеблется в небольших пределах и в целом можно считать стабильно высоким. Mg/Li отношение здесь также варьирует в узких рамках и не претерпевает с ходом эвтектической кристаллизации серьезных изменений, оставаясь значительно меньшим, чем в щелочно-земельных породах.

3. В габбро-гарцбургитах и габбро-норитах серии «В» массива Гарцбург среднее содержание Li, хотя и близко или даже равно его содержанию в щелочно-земельной серии, но в сравнении с начальными членами щелочно-земельной эвтектической серии породы ультраосновной серии «В» обеднены Li, а Mg/Li отношение в ультрабазитах в значительной степени выше, чем в первых и это свидетельствует о действии механизма апотектической кристаллизации.

4. Необычайно важен факт идентичного поведения Li в щелочно-гранитной и подкисленной SiO_2 субсериях гранитных пород, обязанных своим происхождением колебаниям кремнекислотности исходного расплава в процессе апотектической изотермической кристаллизации. Здесь главным фактором, очевидно, является не микроколебания щелочности,

уровень которой в обеих субсериях примерно одинаков, а температура и соотношение температур плавления Li и его неизмененного спутника Mg.

Изучение Mg/Li и частично Fe⁺²/Li отношений в породах Гарца показывают, что при возрастании щелочности активности Mg и Fe⁺², как более сильных оснований, возрастают интенсивнее, чем активность Li. Подобное распределение активностей вызывает относительно большее накопление Mg и Fe по сравнению с Li в твердых фазах. Так, Mg/Li отношение в апотектичных ранних ультрабазитах является наивысшим. При этом апотектическая кристаллизация родоначальной базальтовой магмы при повышении щелочности от уровня V–I полей до II–IV полей неизменно должна привести к обеднению ранних дифференциатов Li и к обогащению им гранитного остаточного расплава, а для Mg распределение будет обратным.

Коротко резюмируя сказанное, можно придти к выводу о существовании прямой корреляции между щелочностью расплава и накоплением в нем Li.

Рубидий и цезий (Rb и Cs). Rb и Cs определялись по известной методике во всех типах магматических образований Гарца.

В.И. Вернадский указывал на тесную геохимическую связь Rb с K, и Cs с K+Na которая обуславливается тесной близостью их химических и кристаллохимических свойств. Последнее выражается в одинаковой валентности, характере ионной связи с кислородом и близости ионных радиусов (K⁺ – 1,33 Å, Rb – 1,49 Å). Именно поэтому в магматическом расплаве судьбы Rb и K крепко связаны. Следует считать геохимическую связь Rb весьма тесной со всей массой K в породе. Отражение этой связи мы находим повсеместно при рассмотрении дифференцированного магматического комплекса (рис. 36).

Из обсуждения графиков K/Rb и Cs/K+Na отношений вытекает, что:

1. Наименьшим содержанием Rb и K/Rb, Cs/K+Na отношениями обладают ультрабазиты серии «В», в которых отношения одновременно являются наивысшими.

2. В щелочно-земельной серии «А» идет эволюционное накопление Rb, а содержание Cs стабильно низкое, соответственно наблюдается уменьшение K/Rb и увеличение Cs/K+Na отношений.

3. В гранитных породах серии «С» картина выглядит несколько сложнее, однако содержания Rb и Cs на порядок и более выше, а общая тенденция падения K/Rb отношения в эвтектических субсериях сохраняется.

4. Резкие перепады K/Rb и Cs/K+Na отношений при переходе от ранних интрузивных фаз к поздним четко подчеркивают их петрогенетические различия и хорошо согласуются с геолого-петрографическими представлениями.

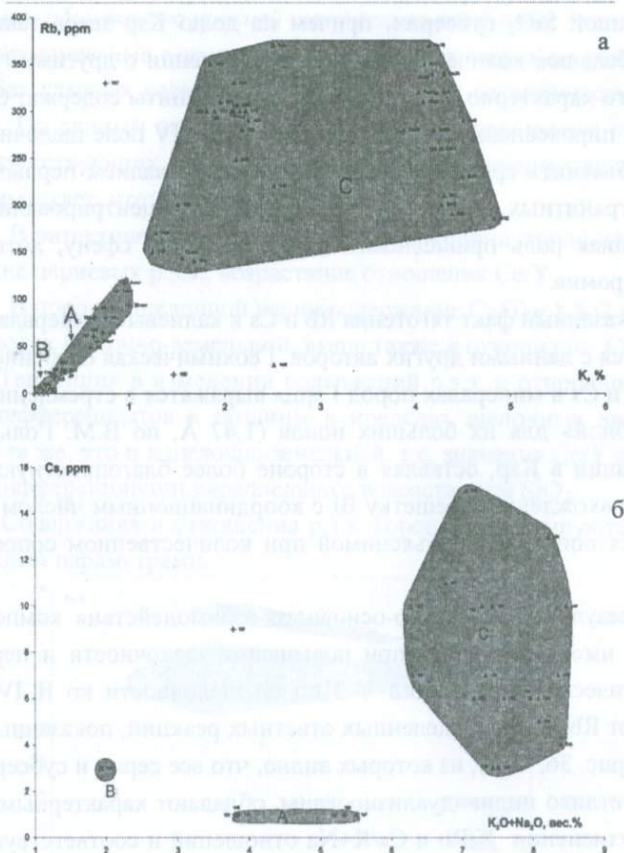


Рис. 36. Диаграммы распределений Rb–K (а) и Cs–K₂O+Na₂O (б) в породах Гарца. Условные обозначения см. рис. 35.

По данным немецких авторов основное количество Rb и Cs сосредоточено в калиевых полевых шпатах. Однако среди других минералов наибольшую концентрацию Cs обнаруживает *Vi*. Это отклонение от общепризнанного правила преимущественной концентрации Rb и Cs в *Vi* объяснено ниже.

В габбро-гарцбургитах содержания Rb и Cs низкое, что понятно и не требует объяснений. А в породах щелочно-земельной серии «А» Rb и Cs преимущественно тяготеют к *Vi*. Для пород гранитных субсерий наименьшие количества Rb и Cs обнаруживаются в гранит-порфирах подкисленной SiO_2 субсерии, причем на долю Ksp здесь также приходится небольшое количество Rb и Cs в сравнении с другими гранитами. Кроме того характерно, что гастингситовые граниты содержат больше Rb и Cs, чем пироксеновые породы массива Окер (IV поле щелочности), что можно объяснить сравнительным обогащением калием первых над вторыми. В гранитных породах кроме Ksp и *Vi* в концентрировании Rb и Cs определенная роль принадлежит также *Pl*, *Am* и сфену, хотя их доля весьма скромна.

Показанный факт тяготения Rb и Cs к калиевым минералам хорошо согласуется с данными других авторов. Геохимическая особенность поведения Rb и Cs в минералах пород Гарца выражается в стремлении Rb и Cs к «неудобной» для их больших ионов ($1,47 \text{ \AA}$, по В.М. Гольдшмидту) концентрации в Ksp , оставляя в стороне более благоприятную для изоморфного вхождения в решетку *Vi* с координационным числом 12, легко становится понятной и объяснимой при количественном сопоставлении Ksp и *Vi*.

В результате кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве, имеющего место при повышении щелочности и переходе от парагенетических ассоциаций V–I полей щелочности ко II–IV, следует ожидать от Rb и Cs определенных ответных реакций, показанных на диаграммах (рис. 36, а, б), из которых видно, что все серии и субсерии пород Гарца отчетливо индивидуализированы, обладают характерными тенденциями в изменении K/Rb и Cs/K+Na отношений и соответствуют аналогичным линиям комплементарности серий на диаграммах петрохимической эволюции (рис. 26).

Кажущаяся независимость каждой из групп пород не может скрыть глубокую генетическую родственность этих образований, а резкие нарушения в эволюции K/Rb и $Cs/K+Na$ отношений, связанные с разделением скоростей накопления K , Rb и Cs в сериях различного уровня щелочности, а в субсериях одинаковой щелочности – с соотношением температур плавления Rb , Cs и K .

Из сказанного следует важный эмпирический вывод о том, что при дифференциации базальтоидной магмы K/Rb и $Cs/K+Na$ отношения подчиняется закону лонгнормального распределения лишь в сериях близкого или одинакового уровней щелочности расплавов.

Редкоземельные элементы (Ce/Y) – определялись в представительных пробах главных разновидностей пород всех магматических серий и субсерий. По данным анализов на Ce/Y и петрохимическим параметрам SiO_2 соответствующих образцов составлена совмещенная диаграмма, из которой вытекает, что:

1. В эвтектической щелочно-земельной серии пород наблюдается накопление цериевых р.з.э., возрастание отношения Ce/Y .
2. В породах щелочной серии содержание Ce/Y в 1,5–2 раза выше, чем в породах щелочно-земельной, выше также и отношение Ce/Y .
3. Тенденция в изменении содержаний р.з.э. и отношения Ce/Y от ранних дифференциатов к поздним в пределах щелочных эвтектичных субсерий та же, что и в щелочно-земельной, т.е. значения Ce/Y возрастают к концу дифференциации параллельно с возрастанием SiO_2 .
4. Содержания и отношения р.з.э. хорошо коррелируются с петрохимическими параметрами.

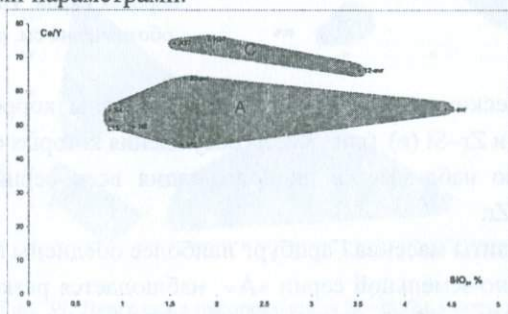


Рис. 37. Диаграмма распределения $Ce/Y-SiO_2$ в породах Гарца. Условные обозначения см. рис. 35.

Весьма важен факт идентичности поведения р.з.э. в щелочно-гранитной и подкисленной SiO_2 субсериях пород. Последний факт свидетельствует о том, что фактором распределения р.з.э. в обеих субсериях служили температура и соотношение температур плавления отдельных р.з.э. Резкое обогащение щелочно-гранитных субсерий Ce/Y в сравнении с щелочно-земельными объяснимо с позиций апотектической кристаллизации.

Ниобий и цирконий (Nb и Zr). Геохимически Nb тесно ассоциируется с Zr, Ca, Ba, Sr, при этом он характерен для щелочных гранитоидов.

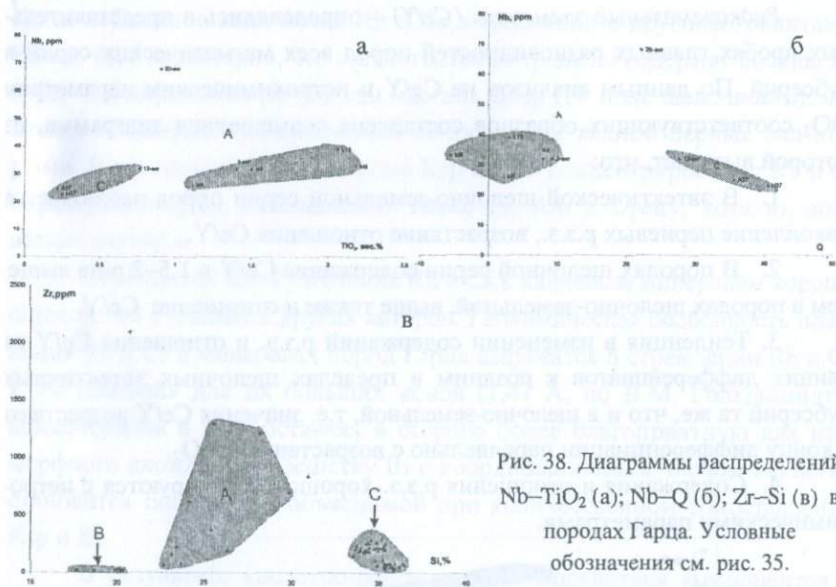


Рис. 38. Диаграммы распределений Nb– TiO_2 (а), Nb–Q (б); Zr–Si (в) в породах Гарца. Условные обозначения см. рис. 35.

В магматических сериях пород Гарца показаны корреляции Nb– TiO_2 (а), Nb–Q (б) и Zr–Si (в) (рис. 38), из обсуждения которых следует, что:

1. Отчетливо наблюдается дискриминация всех серий пород по накоплению Nb и Zr.
2. Ультрабазиты массива Гарцбург наиболее обеднены Nb и Zr.
3. В щелочно-земельной серии «А» наблюдается резкое повышение содержания Nb и Zr вместе с эволюцией параметра кремнекислотности (Q по Заварицкому и Si).

4. Максимальные накопления Nb и Zr вместе с ростом Si наблюдаются в конце серии «А» в диоритах и кварц-диоритах (в меланократовых разностях), а также в апотектичных гранитных субсериях «С», а содержания Nb прямо коррелируются с накоплением Ti.

5. Содержания Nb, отношения Nb/Q и Zr/Si хорошо коррелируются с петрохимическими параметрами.

Стронций (Sr) и барий (Ba). Группа щелочно-земельных элементов отчетливо демонстрирует следующее:

1. Минимальные содержания Sr и отношения Ba/Sr фиксируется в серии ультрабазитов «В».

2. В щелочно-земельной серии «А» наблюдается отчетливое накопление Sr при уменьшении значения Ba/Sr отношения.

3. В щелочно-гранитной и подкисленной субсериях «С» наблюдается обратная тенденция – значительное понижение содержания Sr и соответственно увеличение Ba/Sr отношения. Это явление типично для эволюции базальтоидных расплавов и формировании гранитных составов пород.

4. Содержания Sr и отношения Ba/Sr хорошо коррелируются с петрохимическими параметрами.

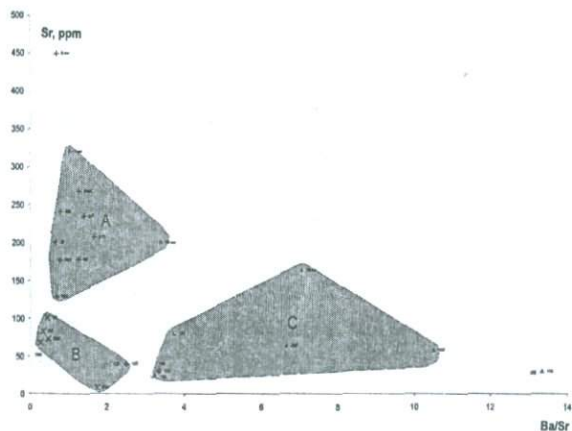


Рис. 39. Диаграмма распределения Sr–Ba/Sr в породах Гарца.
Условные обозначения см. рис. 35.

Свинец (Pb) и медь (Cu). Распределение Pb и Cu в породах Гарца изучалось по изложенной ранее методике количественного спектрального анализа. Результаты исследования распределения приведены на рис. 40.

Для выяснения роли Pb и Cu в процессе формирования магматического комплекса Гарца особое значение имеет четко выраженный калиевый облик пород щелочно-гранитной серии «С». Изучение характера изоморфного распределения Pb и Cu в породообразующих минералах гранитоидов показало возможность изоморфного замещения в породах Pb и Cu калием, хотя и не исключается, что помимо преимущественной локализованности в калиевых полевых шпатах Pb и Cu присутствуют также в виде субмикроскопических выделений галенита и халькопирита.

О характере поведения Pb в щелочно-земельных и гранитных породах Гарца дает представление рис. 40.

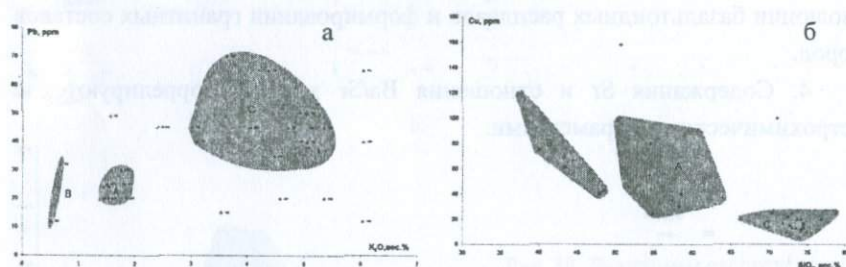


Рис. 40. Диаграммы распределений Pb—K₂O (а); Cu—SiO₂ (б) в породах Гарца.
Условные обозначения см. рис. 35.

Из графика вытекает следующее:

1. В щелочно-земельной серии «А» при относительно низких содержаниях Pb (а) и Cu (б) наблюдается увеличение их количества по направлению от ранних к поздним дифференциатам, что соответствует направлению эвтектической кристаллизации и повышению содержания калия в породах.

2. Породы щелочно-гранитной серии «С» в сравнении с щелочно-земельной серией «А» более, чем на порядок, богаче Pb, а Pb/K₂O отношение в эвтектической кристаллизации прогрессирует в сторону

увеличения как в пределах щелочно-гранитной, так и подкисленной SiO_2 субсерий, что согласуется с соответствующими колебаниями калиевости пород и уменьшением количества Рb.

3. Содержание Рb в апотектических ультрабазитах наиболее низкое и колеблется на пределе метода анализа, что вполне понятно, если учитывать необычайно низкую калиевость этих пород.

4. Содержание Си испытывает оригинальную тенденцию к понижению в сравнении с увеличением кремнекислотности (SiO_2), что согласуется с геохимическими свойствами Си. Изложенный фактический материал по Рb и Си может иметь следующий петрогенетический смысл:

Во-первых, четко вырисовывается и подтверждается геохимический контур всех трех серий пород Гарца.

Во-вторых, внутри гранитной серии определенно отбиваются по Рb/ K_2O отношение известные различные по кремнекислотности гранитные субсерии, но главное заключается в том, что во всех сериях Рb и Си содержатся в *неравных* количествах и их поведения в пределах субсерий *неидентично*.

В-третьих, действие процесса апотектической кристаллизации в данном случае, хотя и выражается в обеднении ультраосновных дифференциатов Рb и Си и обогащении ими пород гранитных субсерий, но впервые наблюдается новое явление резкого обеднения Си подкисленных SiO_2 гранитных пород. Подобное отклонение от идентичности поведения Си в одинаковых по уровню щелочности субсериях пород может быть объяснено различием температур плавления окислов Си.

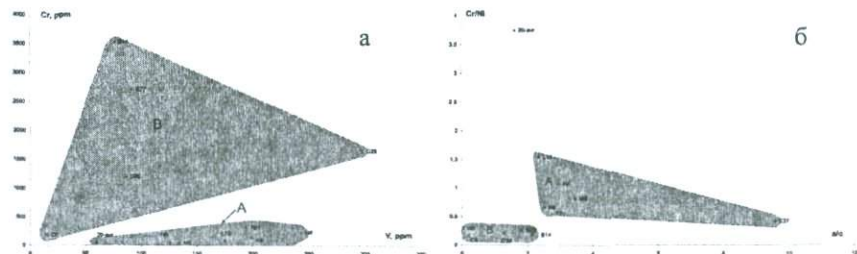


Рис. 41. Диаграммы распределений Cr-V (а); Cr/Ni-a/c (б) в породах Гарца. Условные обозначения см. рис. 35.

О характере поведения Sr-V и Sr/Ni в щелочно-земельных и гранитных породах Гарца дает представление рис. 41.

Из графика вытекает, что в щелочно-земельной серии «В» наблюдается увеличение содержание Sr в сравнение с V. Максимальное содержание Sr отмечается в гарцбургитах, минимальное в троктолитах, а для V максимальное накопление происходит в жильных габброидах серии «А».

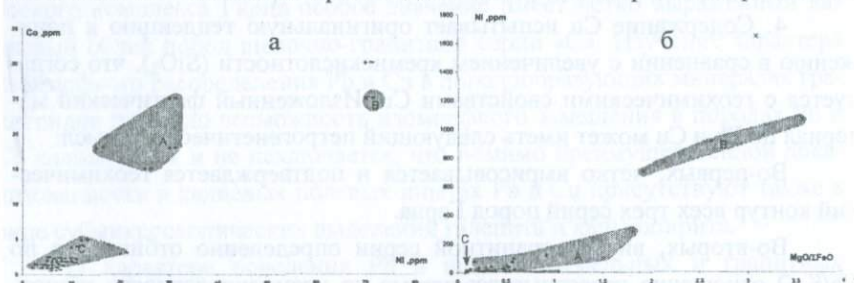


Рис. 42. Диаграммы распределений Co-Ni (а); Ni-MgO/ΣFeO (б) в породах Гарца. Условные обозначения см. рис. 35.

О характере поведения Co-Ni и Ni-MgO/ΣFeO в щелочно-земельных и гранитных породах Гарца дает представление рис. 42.

Из графика видно, что максимальное содержание Ni относительно магниально-составляющей происходит в породах серии «В», а минимальное – в серии «А», что согласуется с принятыми геохимическими закономерностями.

Таблица 23

Абсолютный возраст пород массивов Брокен и Окер в [109].

б	K/Ar в биотите	Rb/Sr в биотите	Rb/Sr в породах	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Гранит Брокена	293±2	288±4	282±9	0,714±0,003
Гранит Окера	296±2	296±4		
Габбро Гарцбурга	292±2	286±5	–	–
Аплиты	294±5	–	252±7	0,722±0,003

Геохимические особенности распределения рудных металлов наглядно демонстрируют их принадлежность к соответствующим сериям петрохимических типов пород Гарца.

Рассмотрение петролого-геохимических процессов формирования особенностей палеозойского магматического комплекса Гарца в контексте концепции образования континентальной коры по совокупности всех данных приводит к мнению о том, что магматиты Гарца могут быть отнесены к континентальной стадии.

Это подтверждается приводимыми данными по изохроне отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также на графике (рис. 43).

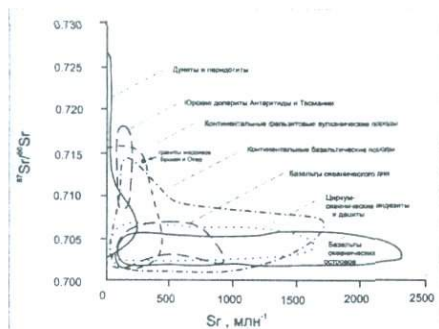


Рис. 43. Распределение изотопов стронция в главных типах ультрамафит-мафитовых пород, базальтов океанов, островов и континентов [63].

Глава VI

Геохимические особенности и петрогенезис магматических пород центральной Армении

(на примере Базумо-Памбакской области)

Базумо-Памбакская область охватывает обширную территорию в центральной части Республики Армения.

В орографическом отношении исследованная область охватывает Цахкуняцкий, Памбакский, Базумский и Халабский хребты, а также бассейны р.р. Агстев, Памбак, Мармарик, Уляшик, Гарпи, Блдан и др.

Основные вершины: г.г. Тежсар (3101 м), Кер-Оглы (2941,2 м), Архошан (3053,2 м), Халаб (3018,5 м), Кеша-кар (2850,8 м), Шиш-сар (2836,5 м) и др.

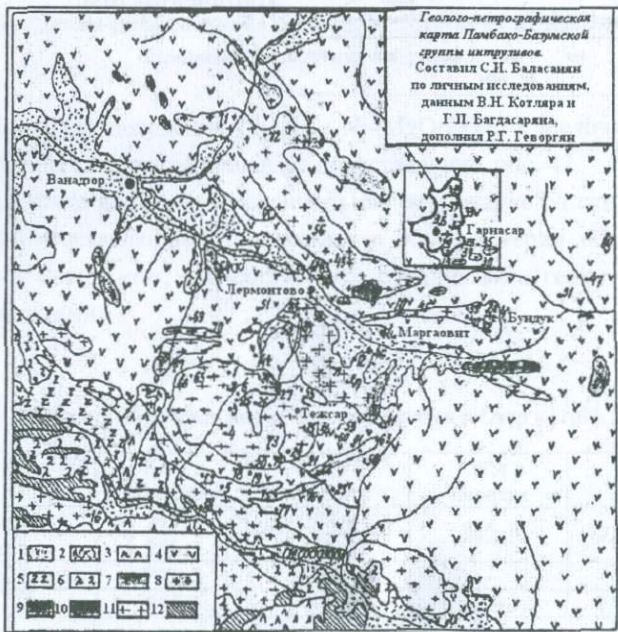


Рис. 44. Геолого-петрографическая карта.

Базумо-Памбакская область входит в систему Севанской тектонической зоны мегасинклинального характера. «Севанская мегасинклиналь»

является одной из самых ярко выраженных ортотектонических зон Армении и сопредельных регионов Малого Кавказа. Она описывалась у Леонтьева как Севано-Курдистанская зона, а у Габриеляна – как Севано-Ширакская зона.

Особенно наглядным является *эвгеосинклиальный* характер рассматриваемой области, возникшей по юго-западной периферии «Сохмето-Карабахской тектонической зоны», в исследованиях Мкртчяна.

В ее геологическом строении (рис. 44) принимают участие метаморфогенные породы нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения юры, мела, палеогена, неогена и антропогена, а также многочисленные и разнообразные выходы интрузивных пород – от самых основных до кислых и от щелочных до наиболее кислых, образовавшихся отдельными последовательными фазами внедрения магмы из единого очага.

Большой отряд исследователей посвятил изучению геологического строения области целый ряд фундаментальных работ. Они в огромной степени способствовали решению многочисленных проблем в сфере геологии, тектоники, стратиграфии, петрографии и т.д.

Геологическое строение Базумо-Памбакской области (центральная Армения)

Стратиграфический разрез области, от древних к молодым отложениям, представлен метаморфическими сланцами палеозоя (?) с прослоями карбонатных пород, на которые трансгрессивно налегают туфо-осадочные отложения сенона (мощность до 350 м). Последние перекрываются несогласно наиболее мощной (~2,5 км) вулканогенно-осадочной туфопорфиритовой толщей среднего эоцена с весьма сложным фациальным составом. К более молодым (верхний эоцен–нижний олигоцен) образованиям Г.П. Багдасарян относит щелочные эффузивы (мощность до 600 м) с характерными прослоями биотитовых туфов и туфобрекчий. Разрез венчают вулканогенные породы (дациты, пемзы, андезиты и др.) миоплиоцена и четвертичного периода.

Магматизм области наиболее широко развился в палеогене. По данным Б.М.Меликсетяна и Р.Г. Геворкяна, схема развития третичного

магматического цикла, после уточнений местоположения щелочных интрузий относительно граносиенитов, представляется по фазам внедрения следующим образом:

- 1) габбро–пироксениты, габбро и габбро-диориты;
- 2) диориты кварцевые и бескварцевые, монцониты и гранодиориты;
- 3) щелочные и нефелиновые сиениты;
- 4) порфиридные граносиениты и сиенито-граниты.

Геологическое строение и позиция Памбакского щелочного комплекса, Бундукского и Гарнасарского массивов

Щелочные породы Памбакского (Тежсарского) комплекса обладают оригинальным центрально-кольцевым строением и слагают: Центральный массив, отдельные тела Кольцевой интрузии, а также «барьер» щелочных вулканогенных пород зажатый между ними. Весь комплекс приурочен к Памбакской синклинали, ограниченной региональными Анкаван-Зангезурским и Дилижан-Лермонтовским разломами.

Вмещающими породами Тежсарского комплекса являются вулканогенно-осадочные образования средне-верхне-эоценового возраста. Последние вверх по разрезу представлены порфиритами, трахиандезитами, ортофирами, трахитами, лейцитовыми порфирами их туфами и туфобрекчиями. Кроме того, выделяются ряд дайковых тел эпилейцитовых порфиров, псевдолейцитовых сиенитов кольцевого облика и лампрофиров.

Центральный массив Тежсарского комплекса слагает ядро последнего и охватывает площадь 45 км². Извилистые контакты интрузива крутые (70–85°) и наклонены от массива. Вблизи контактов развиты процессы ороговикования и сиенитизации. Значительную часть массива слагают нефелиновые сиениты, переходящие к центру постепенно от псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов к богатым нефелиновым сиенитам, далее к бедным нефелином породам и щелочным сиенитам и даже к кварцсодержащим сиенитам.

Кольцевая интрузия слагает дайкообразное прерывистое тело подковообразной формы, протягиваясь на 18–20 км. Извилистые контакты падают к центральному массиву под крутыми углами (70–80°). Интрузия сложена среднезернистыми и пегматоидными щелочными сиенитами, реже нефелиновыми и кварцевыми сиенитами.

Жильные породы щелочного комплекса представлены керсантами, вогезитами и др. лампрофирами, а также пегматитами.

Щелочные массивы Базумского (Геджалинского) хребта представлены следующими интрузивными образованиями.

Бундукский массив площадью до 5 км² протягивается узкой полосой в широтном направлении западнее г. Бундук. Контактует с вулканогенными породами среднего эоцена, внедрившись по крупному близширотному разлому. Массив сложен средне- и крупно-зернистыми щелочными сиенитами, сиенитами, фельдшпатолитами и монцонитами (габбро-сиенитами). Обнаруженные факты пересечения последних щелочными сиенитами свидетельствуют об их принадлежности к ранним фазам магматизма области.

Гарнасарский массив слагает к северу от Бундукского массива лаполитообразное тело площадью более 12,5 км². Вмещающие породы – кератофиры, туфопесчаники и порфириды средне-верхнеэоценового возраста. Примечательны постепенные переходы от эндоконтакта к центру массива землистых афанитовых щелочных сиенитов эффузивного облика к равномерно-зернистым полнокристаллическим разностям. Ввиду петрохимических особенностей эти породы у А.И. Адамяна и К.А. Мкртчяна названы – *арменитами*.

Изучен также ряд интрузивных пород палеогенового комплекса: Маргаовитский (Амзачиманский) и Фиолетовский выходы порфировидных граносиенитов и сиенито-гранитов. Геологический материал свидетельствует о более молодом возрасте последних относительно щелочных пород Тежсарского комплекса.

Обсуждается также строение Лермонтовского массива ультраосновных пород и Базумской (Геджалинской) группы интрузивов щелочно-земельного ряда, относимых к ранним фазам магматизма области.

Краткая петрологическая характеристика пород Базумо-Памбакского магматического комплекса

Петрологические особенности щелочных массивов, входящих в Базумо-Памбакский магматический комплекс, нашли достаточно детальное отражение в работах Г.П. Багдасаряна, В.Н. Котляра, С.И. Баласаняна и др.

Здесь мы не ставим себе целью подробное изложение уже известных данных по петрографии щелочно-земельных и щелочных пород Базумо-Памбакской области. Ниже приводим лишь краткую петрологическую характеристику пород обеих серий, акцентируя внимание на *парагенетических* взаимоотношениях породообразующих минералов.

Вмещающие породы

Щелочно-земельная серия. Эффузивы данной серии представлены различными разновидностями андезит-базальтов, порфиритов и их пирокластов, перемежающихся в виде лавовых покровов. Структура пород порфириновая, весьма характерны также структуры течения и пирокластическое сложение; во вкрапленниках в основном встречается Pl (Pl_{40-45}), менее часто – моноклинный пироксен (Cpx) и Am . Cpx частью замещен роговой обманкой. Pl зачастую зональный. Hgn замещается хлоритом, реже биотитом.

В основной массе преобладают микролиты тех же минералов и стекла.

Для пород этой серии во вкрапленниках наиболее типичны типоморфные ассоциации минералов I и V полей щелочности ($Pl+Cpx+Bi$; $Pl+Hgn+Bi$) и т.д. В большинстве случаев основное количество Pl_{40} образуется после Cpx , а по периферии последнего развивается Am . Cpx иногда сдвойникован по (001), характерны его четкие идиоморфные зерна в сочетании с флюидальной структурой основной массы. Вместе с тем, вблизи Маймехского перевала обнаружены существенно роговообманковые порфириты и их туфы, где равновесная с зональным Pl_{35} роговая обманка относится к ряду Gas и плеохроизирует по обратной схеме абсорбции ($Np>Nm>Ng$) в зеленовато-соломенных тонах.

На северном склоне Памбака встречены также сильно эпидотизированные и хлоритизированные разности с субпелитовой основной массой, в которой локализованы большинство фемических минералов. Среди второстепенных минералов доминируют Ap , Mt , Ep и др. В большинстве образцов наблюдается слабая альбитизация плагиоклазов.

Петрографически и стратиграфически породы эффузивной щелочно-земельной серии среднего эоцена четко отличаются от налегающих на них щелочных эффузивов.

Щелочная серия. Вмещающие щелочные эффузивы были детально петрографически изучены Г.П. Багдасаряном. В нашем распоряжении имеется ряд петрографических разрезов через породы этой серии на Памбаке, зажатые между Кольцевой дайкой и Центральным массивом щелочных и нефелиновых сиенитов.

Придерживаясь расчленения серии, предложенного Г.П. Багдасаряном, особенно детально изучен под микроскопом ряд образцов, относимых к верхам щелочной серии трахиандезитового и трахитового составов с порфиробластовой и пирокластической текстурой. Особое место в этих шлифах занимают зерна калиевого полевого шпата ($2Y = -66^\circ$), мелкочешуйчатого Vi , выделения эпилейцита и реже Gr . В шлифах образцов с юго-восточного склона г. Архошан зачастую обратнoзональный Pl_{35-40} четко корродируется микроклином (рис. 45), при этом образуются две генерации Vi : Vi_I – пластинчатый, крупный, входит в главную структурную группу, а Vi_{II} – мелкочешуйчатый, хлоритизированный и более поздний, причем Vi_I – не индифферентен, т.е. в реакции участвует и равновесен с Srx ($Vi_I + P_x$). Vi_I также равновесен с Pl , хотя и выделился несколько позже последнего.

К поздней структурной группе относятся: Hgn , развивающаяся по периферии пироксенов; мелкочешуйчатый Vi_{II} ; Mkt и избыточный Mt . Следовательно, даже в пределах одного образца (г. Архошан, шл.



Рис. 45. Коррозия плагиоклаза микроклином в щелочном эффузиве г. Архошан (сев. склон Памбака). Шл. 197/295.

Ув. х60 раз. Николи скрещены.

Ув. х60 раз. Николи скрещены. зональный Pl_{40-45} сильно микроклинизирован с периферии, а крупные зерна Ksp , P_x , Vi и Mt находятся во вкрапленниках, в основной массе –

197/295) можно проследить смешанные парагенезисы и изменение уровня щелочности расплава, выражающееся в переходе от парагенезисов типичных для V поля ($Pl + P_x + Vi_I$) к ассоциациям II поля ($Ksp + Hgn + Vi_{II} \pm Mt$).

У Архошанского перевала наблюдаются аналогичные выходы трахитовых пород, относимых к этой серии (шл. 63), в которых обратнo-

лейстовый санидин, Pх и Vi; в целом наблюдаются парагенезы IV поля щелочности ($Ksp + Pх + Vi \pm Mt$).

Однако встречены туфобрекчии щелочных порфиров, где во вкрапленниках доминируют равновесные Ksp и кислый Pl, а в основной массе – санидин и стекло. Здесь же, вблизи (шл. 77/3), андезито-базальтовый туф интенсивно альбитизирован и амфиболитизирован.

На северном склоне Памбакского хребта, в районе с. Халхал, как и на других участках, фиксируются эффузивы щелочного состава (эпилейцитовые порфиры – по Г.П. Багдасаряну) преимущественно обломочного характера, темно-серого цвета, афанитового облика с отчетливыми выделениями светлых псевдоморфоз по Lc, зачастую с четкими кристаллографическими очертаниями. Размеры их в природе достигают иногда 6–8 см. В шлифах структура породы резко порфировая. Среди вкрапленников преобладают изометричные многоугольники (до 0,5 см) эпилейцита (30–50% поверхности шлифа), заполненные разнополяризующимся веществом, представленным преимущественно Ksp, серицитом, цеолитом, Aпс и т.д. Кроме того, порфировые выделения представлены средним Pl (Pl_{35}) и Di–Aug (Pх). Причем Pl_{35} предшествует Pх, а последний по периферии замещается Am. Для ранней структурной группы – $Pl_{35}+Pх$.

Среди микролитов основной массы следует подчеркнуть появление, кроме упомянутых минералов, также и лейст Ksp и мелкочешуйчатого первичного или магматического Vi. Таким образом, для поздней структурной группы наблюдается парагенезис $Ksp+Vi+Hrn$, который соответствует совершенно определенно II полю щелочности. Этот парагенезис следует считать для всей серии типоморфным.

По типам выполнения псевдоморфоз по лейциту В.Н. Котляр выделил следующие разновидности:

1. Калий-натровый полевой шпат, серицит и карбонат;
2. Калий-натровый полевой шпат, серицит, карбонат и анальцим;
3. Цеолит мелкочешуйчатый, карбонат, серицит;
4. Серицит, зеленый биотит и цеолит типа томсонита.

Кроме того, В.Н. Котляр указывает на присутствие анальцимсодержашего эпилейцита, в котором содержатся вкрапленники Aeg и Flu.

Необычайно интересными образованиями являются миндалевидные эпилейцитовые трахиты и фонолиты с юго-восточных склонов г.

Архошан (шл. 198/236), где в зональных миндалинах изометричной, овоидной, иногда многогранной формы ядро сложено Апс и микролитами темноцветных минералов, а периферия (шириной до 0,5 см) – цеолитом и серицитом (рис. 46). Судя по ряду признаков, здесь мы имеем возможность наблюдать аккумулярованные и оплавленные кристаллы Lc, частично перешедшие в эпилейцит.

В ранней структурной группе вместе с эпилейцитом находятся также светло-зеленые слабоплеохроирующие кристаллы Aeg–Aug, а позднюю структурную группу слагает Ksp+Pl₁₀₋₁₅+Htn; Ksp+Htn+Bi – II поле щелочности.

Исследования показывают, что представляется возможным несколько детализировать верхние горизонты эффузивов щелочной серии.

Вниз по разрезу от контакта центрального массива через щелочные эффузивы можно выделить:



Рис. 46. Аккумулярованные в фонолите оплавленные кристаллы лейцита (?). г.Архошан (Памбак). Шл. 198/236. Ув. х 60 раз. Николи параллельны.

1) зону ороговикования мощностью до 20 м;

2) зону метасоматического эпипсевдолейцитовых гранат-биотитовых трахиандезитов мощностью до 100 м;

3) зону нормальных эпилейцитовых трахиандезитов и трахитов мощностью от 100 до 250 м.

Остановимся кратко на петрографической характеристике пород второй зоны, т.к. роговики описаны в литературе весьма детально, а нормальные эпилейцитовые трахиандезиты и трахиты уже охарактеризованы выше.

Эпипсевдолейцитовые гранат-биотитовые трахиандезиты были встречены в приконтактной полосе на всей площади распространения щелочных эффузивов. Они уверенно констатированы в русле рр. Тежагет, Такярлу и на северном склоне г. Маймех.

В шлифах 21/4 из левого борта р. Тежагет (выше кочевки с. Меградзор на 1,5–2 км) во вкрапленниках достаточно кислый Pl (Pl₂₅₋₃₀)

интенсивно серицитизирован и альбитизирован. Крупнозернистый и ксеноморфный Gg – составляет до 30–40%, тянется струей, образуя целые «колонии». Совершенно отчетливо он развит по амфиболу, сохранившемуся в ядрах гранатовых зерен в виде реликтов и плеохроирующему в зеленовато-голубых тонах. Для ранней структурной группы здесь характерен парагенезис: $Pl_{30}+Px$. Px интенсивно изменен, и по нему также развивается Gg. Последний, кроме того, вероятно, неравновесен с Mt.

Для поздней структурной группы типоморфен парагенезис: $Pl_{30}+Gg$. Формирование подобных пород, типа гранатового плагиопорфира, вблизи контакта с интрузией нефелиновых сиенитов Центрального штока представляет значительный генетический интерес и крайне оригинально.

Еще более интересный материал встречен у правого борта р. Артавазд-гет (Такярлу), недалеко от опытного карьера. Здесь на фоне интенсивной микроклинизации и серицитизации сформировались типичные метасоматические роговообманково-гранатовые породы.

Медово-бурый Gg (до 20–30%) тянется струей через поле зрения микроскопа или тесно ассоциирует с призматической плеохроирующей в зеленых тонах щелочной роговой обманкой, за счет которой он зачастую и образуется. Весьма ярка под микроскопом типичная гранобластовая метасоматическая структура с порфиробластами роговой обманки.

Среди микролитов Ksp, кислого Pl и др. выделяются характерные «каверны» изометричных шести- и восьмигранных призм эпипсевдолейцита, заполненные разнополяризующимся веществом цеолитов, серицита и т.д.

Для главной структурной группы обычны парагенезисы: $Ksp+Gg$ или $Ksp+Hnp$.

Для метасоматических эффузивов северного склона Памбака вблизи контактов с щелочными интрузиями характерно присутствие во вкрапленниках альбитизированных, ксеноморфных призм кислого Pl (Pl_{15-20}), а в основной массе – коротких призм Ksp–пертита, среди которой «плавают» зерна Hnp, мелкого Vi и Flu. Но наиболее интересно появление и здесь обычных эпипсевдолейцитовых призм и Gg в сочетании с метасоматической структурой (шл. 37/51).

В шлифах с северного отрога г. Маймех (шл. 208/309) для I структурной группы имеем $Pl+Px$, а в основной массе – $Ksp+Bi+Gr$. Причем Pl с огромным $2Y\sim 80^\circ$ отчетливо микроклинизируется, Px – неравновесен с Bi , кроме прочего по Px развивается мелкодисперсный Gr . В основной массе много Sph , напоминающего в некоторых случаях рамзаит.

Общую реакцию, сопровождающую смену условий щелочности, можно представить так: $Pl+Px \rightarrow Ksp+Bi+Gr$.

Таковы наиболее характерные и оригинальные петрографические черты эффузий щелочной серии.

Щелочные интрузивные массивы

Тежсарский щелочной комплекс сложен нефелиновыми, псевдолейцитовыми, щелочными и кварцсодержащими сиенитами. Из приложенной карты (рис. 44) видно, что они слагают концентрически-зональные тела, представленные Кольцевой дайкой, охватывающей дугообразно Центральный штук.

Для пород массива весьма обычны количественно нестабильные породообразующие минералы: Ne (от 3 до 50%), Pl , Ksp , Gas , $Aeg-Aug$, Bi , Sph , меланит, Ar , Ans , цеолиты и др.

В.Н. Котляр выделил здесь трахитоидные нефелиновые и щелочные сиениты, «гранитоидные» сиениты, порфириовидные и мезократные крупнозернистые сиениты и, кроме того, псевдолейцитовые, анальцимовые и меланитовые сиениты.

Г.Б. Багдасарян подчеркивает присутствие крупнокристаллических порфириовидных и среднезернистых нефелиновых и щелочных сиенитов, а также псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов.

Однако наиболее рациональным, по-видимому, следует считать, исходя из ярких и общих парагенетических ассоциаций породообразующих минералов, следующее расчленение пород:

1. Нефелиновые сиениты.
2. Псевдолейцитовые нефелиновые сиениты.
3. Гранатовые нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты.
4. Щелочные сиениты.
5. Кварцсодержащие щелочные сиениты.

На локальных участках среди этих типов пород, связанных между собой постепенными переходами, можно выделить ряд других типов, обогащенных теми или иными минералами (Gas, Vi, Apc и др.).

Нефелиновые сиениты. К образованиям этой группы относятся совершенно разнородные с количественно-минералогической точки зрения нефелиновые породы, слагающие значительную часть Центрального массива и локальные участки Кольцевой дайки.

По содержанию Ne (от 10 до 40%) выделены три разновидности: богатые (до 40%), нормальные (до 20%) и бедные (до 10%) нефелиновые сиениты. Однако, невзирая на количественно-минералогические различия, породы этого ряда объединены с генетических позиций. Эта общность выразилась в образовании однотипных парагенезисов минералов. Вместе с тем зафиксирован также ряд отклонений от характерных парагенетических взаимоотношений.

Нефелиновые сиениты, слагающие наиболее обширные участки всего комплекса, характеризуются средне-мелкозернистой, гипидиоморфозернистой структурой, порфиривидной и трахитоидной текстурой. Трахитоидность наиболее отчетливо наблюдается в эндоконтактовых участках.

В минералогическом составе принимают участие: Pl, Aeg-Aug (Px), Gas, Vi, Ksp, Ne, а также Apc, Sod, Can, цеолиты и др.

Для наиболее типичных нефелиновых сиенитов верховьев р. Уляшик (шл. 14/4), в главной структурной группе фиксируется парагенезис: Ne+Hп+Vi+Ksp, переходящий в Ksp+Ne+Hп (Π_{Ne} поле).

Vi здесь бледно окрашен в светло-зеленые тона, превращен в гидрослоду, и потому угасание несколько отклоняется от прямого ($8-10^\circ$).

Ne, составляющий до 30% поверхности шлифа, почти нацело шпреуштейнизирован, сохранились лишь отдельные свежие его реликты. Среди шпреуштейна удается диагностировать лишь Apc и цеолит. Щелочной Am представлен Gas, плеохроирующим в бледно-желтых тонах. Среди аксессуаров много Flu, Sph, Ap и Mt. Наиболее типичной реакцией перехода от ассоциаций I_{Ne} или V_{Ne} поля к парагенезисам Π_{Ne} поля можно считать наблюдаемые соотношения минералов в эндоконтактной зоне, где Ne зачастую образуется в две генерации.

В ранней структурной группе идиоморфный Ne первой генерации (Ne_I) несколько опережает или образуется вместе с основным обратнo-зональным Pl ($№50-60$) и Crx ($Ne_I+Pl_{50-55}+P_x$), причем сохраняется только в реликтах псевдоморфоз цеолитов и Apc по нему. В поздней или главной структурной группе он образует в интерстициях темноцветных (Gas или Bi) близэвтектоидные образования с Mkt или даже несколько опережает его: $Ne_{II}+Hrn+Ksp$; $Ne_{II}+Bi+Ksp$. При этом обычно P_x замещается Gas ($P_x \rightarrow Hrn$) (шл. 212/313, пр.65 и др.), а Bi обрастает Am т.е. часто Bi образуется раньше последнего (шл. 227/330, 240/348 и др.) (рис. 47, а). Если еще сопоставить количественно Ne_I (до 30%) с Ne_{II} (до 5-10%), то можно уверенно говорить о преобладании раннего Ne.

Схематично реакция перехода с V_{Ne} поля щелочности на II_{Ne} представляется так: $[Ne_I]+Pl_{50-55}+P_x+Bi \rightarrow [Ne_{II}]+Hrn+Ksp$.

В ряде случаев Ne_I образуется задолго до Pl и Bi, а образовавшийся затем Pl замещается почти полностью Mkt и поздним Ne (Ne_{II}) (например, нефелиновый сиенит из верховьев р. Ахундов, шл. 75/1).

На северном склоне Памбака (район г. Маймех) (шл. 226/329; 227/330) отчетливо наблюдается реакция несколько иного характера: $P_x+Bi+Pl+Ne \rightarrow Ksp+Hrn$ (переход от V к II полю). Теперь уже Bi ведет себя индифферентно, т.е. присутствует в обеих структурных группах, но в реакции не участвует. Поздняя структурная группа устойчива и, возможно, доходит до II поля.



а



б

Рис. 47. а) Образование биотита амфиболом в нефелиновом сиените. Памбак. Шл. 131/189. Ув. х60 раз. Никели параллельны; б) зональный амфибол в нефелиновом сиените. Памбак. Шл. 40/56. Ув. х60 раз. Никели параллельны.

На северо-западе Тежсарского щелочного комплекса встречен идеальный эвтектический фойяит III поля (шл. 210/311), в котором Ne развивается в интерстициях лейст Ksp, а по последнему развит кислый Pl (№10–15) Ab, причем не исключено, что он находится в структурной группе Ne. Px, относимый к Aug с $g > v$, замещается роговой обманкой, последняя зональна (рис. 47, б); середина бурая и более основная, а периферия – баркевикит. Однако наиболее важным и отличным от других пород Памбака является то обстоятельство, что Px с Hrn не реакционны. Здесь в главной структурной группе Px+Hrn+Ksp.

Псевдолейцитовые нефелиновые сиениты локализованы преимущественно в эндоконтактной зоне Центрального штока и на ряде участков Кольцевой интрузии в виде полос шириной до 60–70 м, а иногда до 100 м, протягивающихся вдоль простирания контактов интрузии. Среди основной массы породы с монцитонитовой структурой отчетливо видны бурые изометричные многогранники (преимущественно шести- и восьмигранные) размером максимум до 5–7 см. Количество их достигает иногда 30% породы.

Изометричные выделения псевдолейцита сложены Ne, Ksp, серицитом, цеолитом, Aps, а в ядре наблюдаются также мелкие зерна Ap, Am и др.

Для псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов района г. Кер-оглы (шл. 222/325, 65/1, 73/1, 70/2) и других участков характерна в одном и том же шлифе уже показанная смена парагенезисов V на II поле. При этом типично замещение Px амфиболом и последнего – пренитом, а нефелина – шпреуштейном. Но наиболее важным является отсутствие в этих образцах раннего Ne (Ne₁), ассоциировавшего с обратнотональным микроклинизированным Pl (Pl_{35–40}). Место Ne, по-видимому, занимал Lc, который, участвуя в общей реакции смены парагенезисов, разложился на поздний Ne и Ksp.

Следует подчеркнуть, что в псевдолейцитовых выделениях под микроскопом наблюдаются закономерные срastания Ksp с Ne, а последний почти нацело шпреуштейнизирован и локализован в интерстициях темноцветных. Общая реакция перехода от V к II полю при участии Lc выглядит так:



Ві здесь также индифферентен. Следовательно, образование псевдолейцитовых агрегатов Памбака можно объяснить разложением Lc при смене условий щелочности. Эта реакция моновариантного равновесия Lc в координатах P–T была недавно рассчитана М.А. Богомоловым и выглядит так:

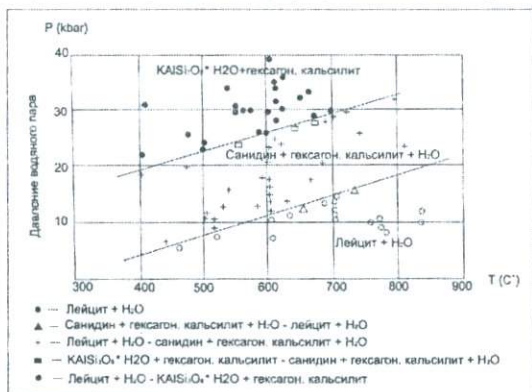


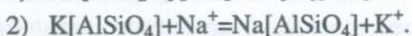
Рис. 48. Экспериментальная диаграмма равновесия лейцита в параметрах P–T. W. Seki и G.S. Kennedy в [125].

Кроме того, экспериментальными работами W. Seki и G.S. Kennedy изучено равновесие Lc и подтверждены теоретические расчеты. При этом, как видно из предложенной диаграммы (рис. 48), Lc в «сухих» условиях и при низком давлении мог бы существовать, но при повышении давления и в «мокрых» условиях он немедленно разлагается на санидин и гексагональный Ks.

Теперь уже вполне понятно, почему не встречается свежий Lc в щелочных интрузивных образованиях, при формировании которых давление и насыщенность водяными парами намного превышают дозволённый рубеж дивариантного равновесия. Таким образом, экспериментально и на примере Памбака еще раз подтверждаются представления Ю.А. Били-

* Здесь и далее в квадратных скобках – фазы, не участвующие в моновариантных реакциях.

бина о распаде твердого раствора Lc на Or+калиофиллит с последующей обменной реакцией согласно уравнениям:



О принадлежности Тежсарских псевдолейцитов к типичным представителям подобных образований свидетельствует диаграмма Ne-Ks-Q (рис. 49), на которую нанесены ряд псевдолейцитовых составов из различных массивов мира.

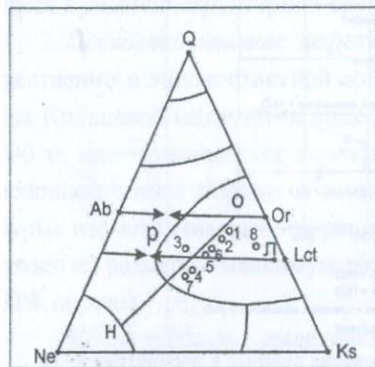


Рис. 49. Диаграмма Ne-Ks-Q, Bowen и Ellestad [88]: O – ортоклаз, Л – лейцит, Н – нефелин, P – щелочной расплав. Отмечено поле псевдолейцита.

1. Псевдолейцит, Цу-Чинь-Чан (КНР), К. Яги;
2. " " " " - Монтана (США), Ларсен;
3. " " " " - Юкон (Канада), Кнейт;
4. " " " " - Арканзас (США), Вильямс;
5. " " " " - Везувий (Италия), Кнейт;
6. " " " " - Шотландия, Долтер;
7. " " " " - Тежсар (Арм.ССР), Геворкян.

Наш псевдолейцит выделен из одноименных пород верховьев р. Ахундов и обладает следующим составом в минералах: $Ne_{42,3} Ks_{43,1} Q_{14,6}$ или $Ne_{36,0} Ks_{36,8} An_{14,8} Q_{12,4}$ и, как видим, точно ложится в поле Lc в ряд с другими составами.

Г.П. Багдасарян связывает происхождение псевдолейцитовых сиенитов с процессами переработки щелочным расплавом эффузивных и дайковых эпилейцитовых порфиров. В.Н. Котляр придерживается магматической концепции формирования псевдолейцитовых пород и считает их самостоятельными, образовавшимися при разложении Lc на Ksp и Ne породами.

Б.М. Меликсетян стоит на компромиссных позициях. Как уже отмечалось, фундаментальные петрографические факты, имеющиеся в нашем распоряжении, склоняют к поддержке представлений В.Н. Котляра.

Гранатовые (меланитовые) нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты (рис. 50) распространены также в пределах эндоконтактных зон

и перемещаются иногда с псевдолейцитовыми сиенитами. Они образуют широкие полосы и участки мощностью до 200 м (район опытного карьера, русло р. Тежа-гет и др.).

Породы этой группы практически ничем не отличаются петрографически от описанных выше, в них продолжают сохраняться парагенезисы, аналогичные вышеотмеченным для нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, с той лишь разницей, что реакция идет при участии Gr (меланита):



или же



(шл. 26/329, 223/326 – район г. Маймех).

На северных склонах Памбака встречены породы, в которых среди вкрапленников I структурной группы обнаружено зерно Px призматической формы с высоким рельефом, бесцветное, не плеохроирует, удлинение +, $r > v$, погасание прямое, а $2Y \sim 60^\circ$, кроме него в этой же структурной группе: $\text{Pl}_{30-35} + \text{Px} + \text{Ne}$. Во второй структурной группе лейцитовый Ksp замещает Pl (андезин), а $\text{Vi} \rightarrow$ моноклинный Px. Gr здесь резко ксеноморфен и прорастает нефелином, а лейсты Px, наоборот, прорастают Gr. Кроме того, по Vi развивается мелкодисперсный Gr. Среди аксессуаров преобладают в большом количестве Sph, Ap и др.



Рис. 50. Обрастание и развитие граната по амфиболу в нефелиновом сиените. Тежсар. Ув. х60 раз. Никколи параллельны.

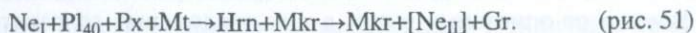
На гребне Памбакского хребта в районе г. Кер-оглы также развиты гранатовые нефелиновые сиениты. В шлифах этих пород (шл. 240/348, 1, 240/348, 3 и др.) выделяются три структурные группы:

группы:

- I. $\text{Ne}_I, \text{Pl}_{40}, \text{Px}, \text{Mt}$;
- II. Hrn (замещает Px);
- III. Ksp, $\text{Ne}_{II}, \text{Gr}$.

Причем Gr обрастает щелочным Am и вместе с поздним Ne образует наиболее ксеноморфные, скелетные порфиробласты, особенно в

пределах участков развития Pl (рис. 50). Gr в этой поздней ассоциации структурно как бы играет роль Vi. Причем все структурные группы создают впечатление нормальной магматической котектической последовательности по схеме:



Гранатовые породы развиты также в пределах экзоконтактов интрузии (шл. 66, 212, 1314 и др.), где в результате инъекции щелочного расплава во вмещающие эффузивы образуются гранат-мусковитовые метасоматиты. Однако о подобных формированиях уже упоминалось выше, в разделе эффузивов.

Гранатовые нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты Памбакского хребта, названные П. Эсколя святоноситами ввиду необычайно высоких потенциалов щелочей (особенно μK_2O), могли образоваться в магматическую стадию. Как показал Д.С. Коржинский, повышение активности, например, калия вызывает повышение активности и температур кристаллизации наиболее сильных оснований – кальция и магния. В нашем случае в условиях смены полей щелочности с V на II выпадение граната меланитового типа вполне оправдано.



Рис. 51. $Pl_{40} + Ne_1$ в гранатовом нефелиновом сиените. Г. Кер-оглы (Памбак). Шл. 20/2. Ув. х60 раз.
Николи скрещены.

Возникает вопрос: почему при аналогичной смене полей щелочности в осевой части массива гранатовые породы не возникают?

Образование Gr в эндоконтактовых участках щелочных интрузивных пород в магматическую стадию может быть объяснено только лишь сравнительно более сильным повышением валовых активностей щелочей в результате кислотно-основного взаимодействия расплава с вмещающей основной средой и возникновением «волны отраженной щелочности». Gr же из экзоконтактов совершенно определенно метасоматического характера, и образование его происходит в послемагматическую высокотемпературную стадию.

Щелочные сиениты широко развиты преимущественно в пределах Кольцевой интрузии и в центральных частях Тежсарского массива. Пред-

ставлены они средне-крупнозернистыми породами зачастую пегматоидного сложения (г. Осыпь). В минералогическом составе щелочных сиенитов преобладают крупнолейстовый Ksp, Pl (андезит), щелочной Pх, щелочная Hгп, Апс, Gr, Ne, Bi. Среди аксессуаров встречаются преимущественно Sph, Ap, Flu, Mt и др.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, трахитоидная и, реже, пойкилитовая. Ne в этих породах если и присутствует (1–3%), то находится в резко подчиненном положении, однако на ряде участков скопления его достигают до 20–25%, образуя фации типичных нефелиновых сиенитов (район г. Маймех, уч-к «Лисий совхоз» и др.). Ne всюду интенсивно шпреуштейнизирован.

Наиболее широко развиты породы II поля *пуласкитового* типа, в которых ранний Pl (№30–35) корродируется Mкг, а Pх – гастингситом. В ряде случаев количество Bi достигает 20–25% и он может быть отнесен к ранней структурной группе: Pl+Pх+Bi₁ (шл. 85,226/329 и др.) – V поле щелочности. Но, как правило, парагенезисы II поля (Ksp+Hгп+Bi) являются типоморфными и наиболее устойчивыми. Для пород этой серии характерны также небольшие выходы *анальцимовых* и *гранатовых* (меланитовых) щелочных сиенитов, приуроченных к эндоконтактам Кольцевой интрузии (Архошанский выход, р-н совхоза «Ахтинский» и др.).

Кварцосодержащие щелочные сиениты, названные В.Н. Котляром нордмаркитами, являются наиболее интересными и распространены в центральной части массива, к северо-востоку от г. Тежсар и южнее г. Маймех.

Породы, содержащие избыточный Q (до 5–7%), практически не отличаются от обычных щелочных пород II поля. В поздней структурной группе в них прибавляется халцедоноподобный Q, тяготеющий к интерстициям Ksp: Ksp+Hгп+Bi±Q. В.Н. Котляр относит «кварцевые сиениты» к субфазе Маргаовит (Амзачиманского) интрузива порфириовидных сиенито-гранитов, а Г.П. Багдасарян считает их фациальными разностями щелочных пород Тежсара. Мы поддерживаем мнение последнего.

Жильные породы Тежсарского щелочного комплекса чрезвычайно разнообразны. Г.П. Багдасарян приводит следующую классификацию жильных образований в порядке их формирования.

I. Пегматиты:

- 1) нефелинсодержащие,
- 2) безнефелиновые;

II. Лейкократовые нефелиновые сиениты:

- 1) нефелиновые сиенит-порфиры,
- 2) трахитоидные нефелиновые сиениты,
- 3) нефелиновые сиенит-аплиты;

III. Роговообманковые щелочные сиениты.

IV. Жильные породы основного состава:

- 1) монцититы,
- 2) лампрофиры;

Щелочные породы Базумского (Геджалинского) и Халабского хребтов

Бундукский массив сложен преимущественно средне- и крупнозернистыми щелочными сиенитами, их роговообманковыми и биотит-роговообманковыми разностями с гипидиоморфнозернистой структурой, в минералогическом составе которых преобладают Ksp (до 50–60%), Pl (10–20%), Am (до 10–15%), Vi (до 10–15%) и Srx в виде реликтов.

Кроме того, в строении массива принимают участие фельдшпатолиты и роговообманковые габбро-сиениты; последние, как уже отмечалось в предыдущей главе, рвутся щелочными сиенитами и могут быть отнесены к щелочно-земельной группе интрузивов (II фаза).

Среди жильных образований отмечаются мелкие тела бостонитового состава, дайки монцитит-порфира и, наконец, обнаруженное нами вблизи г. Бундук тело пироксенового щелочного сиенита (арменита) Гарнасарского типа.

Щелочные сиениты обладают четко выраженной монцититовой структурой, т.е. относительным идиоморфизмом зерен Pl , погруженных в лейсты Ksp .

В I структурной группе здесь главенствует парагенезис $Pl_{35-40} + Px + Vi$, типичный для V поля щелочности, на поздней стадии наблюдается переход к устойчивым ассоциациям II поля: $Hrn + Ksp + Pl_{20}$. Этот переход легко проследить даже в пределах одного шлифа (шл. 40, 81, 39 и др.), где отчетливо Vi предшествует образованию Hrn , последняя заме-

щает Pх, а Pl отчетливо микроклинизируется. При этом Pl (Pl₃₅₋₄₀) к периферии заменяется более кислой его разновидностью (Pl₁₅₋₂₀). В ряде случаев в поздней структурной группе образуется Vi второй генерации (Vi_{II}): Ksp+Hrn+Vi_{II}.

Фельдшпатоциты отличаются от щелочных сиенитов своим пегматонидным обликом, розовой окраской и присутствием до 20% серицита, анальцима и др. продуктов разложения полевых шпатов.

Роговообманковые габбро-сиениты, слагающие крайнюю восточную часть массива, обладают гипидиоморфнозернистой, монцитонитовой структурой. Короткие небольшие призмы Pl₃₀₋₃₅ составляют до 30% площади шлифа и сцементированы лейстами Ksp (шл. 44/1). В раннюю структурную группу входят: Pх+Pl₃₀₋₃₅, а для главной структурной группы характерны парагенезисы Pl₁₅₋₂₀+Hrn+Vi или Pl₁₅₋₂₀+Ksp+Vi, типоморфные для I поля щелочности.

Для *арменитов – щелочных сиенитов* Гарнасарского типа, обнаруженных западнее г. Бундук, характерен мелкозернистый, плотный облик и розовый цвет. Порода сложена преимущественно пертитизированным микроклином (до 70–80%), моноклинным Pх и Vi с обычной схемой абсорбции Ng>Nm>Np. Все минералы равновесны и слагают парагенезис Ksp+Pх+Vi, уверенно относимый к IV полю щелочности. Среди аксессуаров – Sph, Ap, Mt. Забегая несколько вперед, укажем, что для пород Гарнасарской интрузии этот парагенезис является типоморфным.

Пегматиты массива представлены безнефелиновыми крупнообломочными шпировыми образованиями.

Бостониты – мелкозернистые породы, сложенные Ksp и Pl с характерной бостонитовой структурой.

Гарнасарская интрузия сложена мелко-среднезернистыми щелочными сиенитами.

Армениты обладают гипидиоморфнозернистой структурой, афанитовым сложением, а по химизму весьма близки к пироксеновым трахитам. Отличаются они резким преобладанием K₂O над Na₂O (K₂O:Na₂O=1,5–2). В составе породы принимают участие: Ksp-пертит (до 80%), Crх, Vi, Алс и др. Из аксессуаров наиболее примечательны Sph, манганопатит, Ap, Flu и др.

Ksp-пертит – бурый, ксеноморфный, по периферии альбитизированный, зачастую сдвойникованный, относится к Og и вместе с Srx ($Di-Aug$) и мелкочешуйчатым, волокнистым Vi , превращенным в гидрослюда, образует в главной структурной группе типоморфный парагенезис IV поля: $Ksp+Px+Vi$. Эта ассоциация весьма устойчива и в пределах массива не изменяется. Исключение составляют анальцимовые щелочные сиениты, развитые в центре массива, где анальцим входит также в позднюю структурную группу.

Раннюю структурную группу слагает средний $P1$ (№ 25–30), который составляет не более 5–7% площади шлифа, часто микроклинизируется. Наиболее поздним минералом является Vi лепидомеланового типа, плеохроирующий от желтого до кирпично-красных оттенков.

Моноклинный Px , представленный небольшими светло-зелеными призмами, часто зонален и дает переходы от $Di-Aug$ в центре до $Aeg-Aug$. По периферии он замещается густо-зеленой Hgn , равновесной с Vi второй генерации ($Hgn+Vi$).

Анальцимовые щелочные сиениты минералогически ничем не отличаются от описанных пород, за исключением прибавления анальцима в ассоциации с Vi и Px к устойчивому и типичному парагенезису IV поля: $Ksp+Px+Vi\pm An$. Породы этого типа слагают центральную наиболее глубинную часть лаполитоподобного тела интрузии и протягиваются ориентировочно от юго-западных склонов г.В.Анайней на север–северо-восток.

$Anс$ в шлифах матово-белый, иногда с розоватым оттенком, поверхность шагренева образует в интерстициях Ksp-пертита четкие призматические, многогранные формы; практически изотропный, иногда обнаруживает низкое двупреломление, достигающее 0,005–0,006. Показатель преломления, определенный в иммерсии, равен 1,486 ($Ne=1,486\pm 0,001$). При нагревании мутнеет. Вдоль его граней развивается игольчатый Vi , повторяющий контуры $Anс$.

Во всех разновидностях арменитов присутствует радиально-лучистый разнополяризующийся с волнистым угасанием цеолит, относимый к сколециту. Показатель преломления $Ne=1,513\pm 0,002$.

Среди аксессуариев наибольший интерес представляет темный, изометричный мангано- Ar , определенный А.И. Адамяном $Ng=1,637-1,639$; $Np=1,634-1,636$.

Невзирая на субвулканический характер и малую глубину формирования (до 500 м), Гарнасарские армениты резко отличаются главным фактором, необходимым при сравнении магматических объектов – условиями щелочности. Совершенно очевидно, что типоморфный для Гарнасара парагенезис IV поля ($K_{sp}+Px+Bi$) не характерен для щелочных эффузивных пород Тежсарского щелочного комплекса. Именно поэтому мы считаем Гарнасарскую интрузию субвулканического типа весьма оригинальным образованием в пределах Кавказа.

Гарнасарская интрузия, будучи, естественно, комагматична с Бундукским массивом, все же внедрилась значительно позже последнего и завершает внедрение щелочных интрузий региона по времени.

Маргаовитский (Амзачиманский) и Фиолетовский массивы

Порфиroidные граносиениты и сиенито-граниты Маргаовитского (Амзачиманского) и Фиолетовского интрузивов завершают палеогеновый магматический цикл области (IV фаза) и входят в щелочную серию.

Породы указанных интрузивов резко отличаются повсеместным порфиroidным строением и розовато-серым цветом. Основная масса породы сложена на 50–60% объема лейстами K_{sp} -пертита, идиоморфным Pl, Px, Gas, Hrn, Bi, Q и др. Среди аксессуаров типичны: Ap, Sph, Zr, ортит и Mt.

Ранний призматический Pl (Pl_{35-20}) чаще всего обратнoзонален и интенсивно корродируется микроклином (рис. 52, а).

Для ранней структурной группы характерен парагенезис: $Pl_{35-20}+Px+Bi$. Px представлен Aeg-Aug и сохраняется в виде реликтов в ядрах щелочного Am (Gas). Последний входит в главную структурную группу и образует устойчивый парагенезис II поля щелочности с K_{sp} основной массы: $K_{sp}+Hrn+Bi$ (рис. 52, б). Равновесный Am проявляет зональное строение: ядро – Hrn, плеохроирующая в грязно-зеленых тонах, периферия – Gas, плеохроирующий в соломенно-желтых тонах с обратной схемой абсорбции.

Избыточный Q находится в интерстициях светлоцветных минералов и составляет иногда до 15% поверхности шлифа. В другом случае Px

с составом от 30 до 50% геденбергитовой составляющей замещается Hnп (Pх→Hnп) (шл. 49/1, 49/Б), плеохроирующей в бледно-зеленых тонах, со схемой абсорбции $Np > Nm > Ng$ и $C:Ng=20-21^0$. Вi представлен двумя генерациями и продолжает оставаться равновесным с Hnп и Ksp-пертитом.

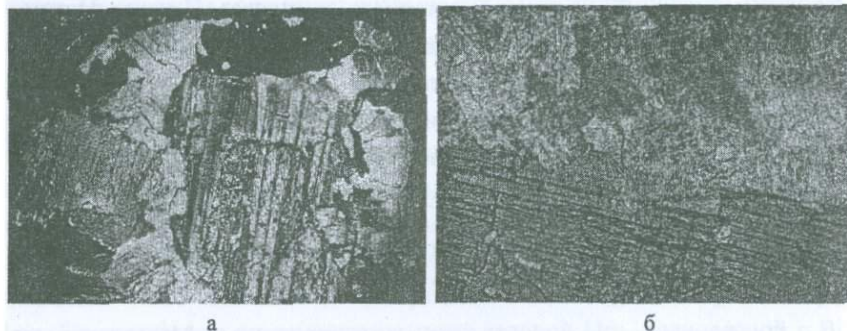
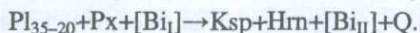


Рис. 52. а) Обратнoзональный Pl_{35-20} , корродируемый Ksp+Вi в порфиридовом сиенито-граните. Амзачиманский массив. Шл. 46/4. Ув. х90 раз. Никoли скрещены. б) Устойчивый парагенезис II поля в порфиридовом граносиените. Амзачиманский массив. Шл.49/2. Ув. х60 раз. Никoли скрещены.

Парагенезис, типоморфный для II поля, весьма устойчив для всего массива, а общая реакция перехода с V поля на II следующая:



Г.П. Багдасарян считает, что порфиридные сиенито-граниты обязаны своим образованием процессам гранитизации вмещающих эффузивов. Однако рассмотрение парагенетических ассоциаций порфиридных сиенито-гранитов показывает общее сходство путей их формирования с другими массивами и приводит к мнению о явном магматическом их происхождении. Нет никаких оснований распространять эндоконтактные контаминационные явления на генезис обоих массивов порфиридных сиенито-гранитов в целом.

* * *

* *

На основании наблюдаемых и описанных выше фактов по парагенетическим взаимоотношениям породообразующих минералов, а также химических исследований последних, построены приводимые ниже диа-

граммы состав-парагенезис и показаны схематические пути кристаллизации щелочных пород Базумо-Памбакской области (рис. 53).

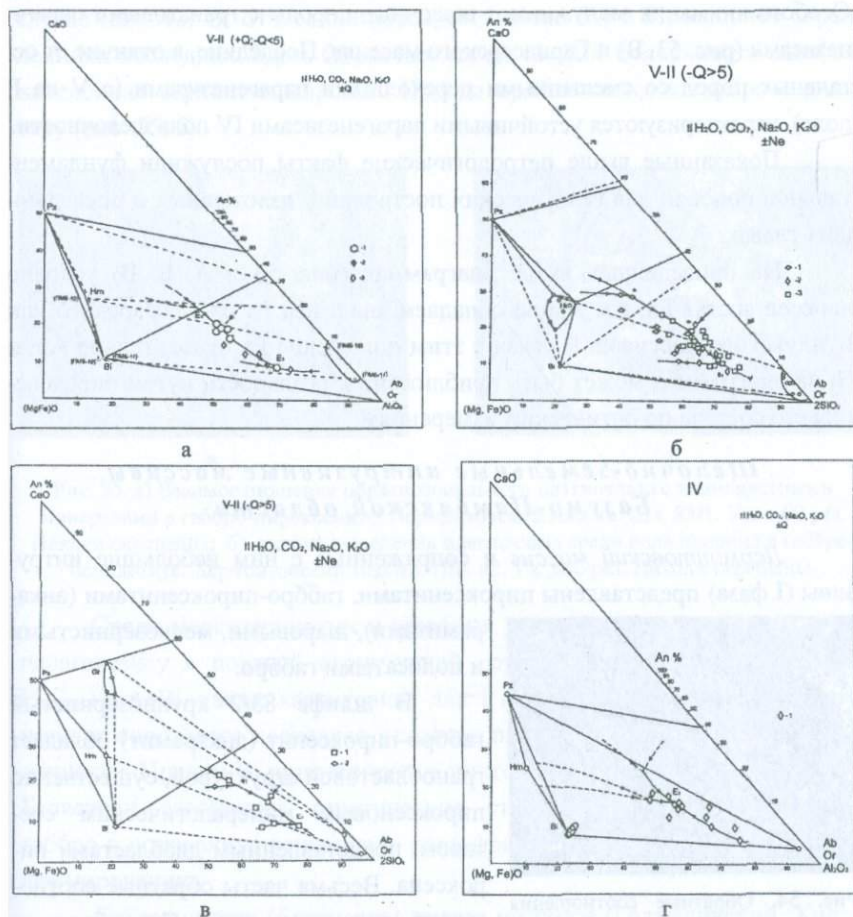


Рис. 53. Диаграммы состав – парагенезис и схематические пути кристаллизации пород щелочной серии Базумо-Памбакской области.

- а: 1 – порфиривидные граносиениты и сиенито-граниты; 2 – кварцосодержащие сиениты; 3 – сиениты.
 б: 1 – трахиандезиты, трахиты, эпилейцитовые порфиры; 2 – сиениты, щелочные сиениты; 3 – нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты.
 в: 1 – гранатовые (меланитовые) нефелиновые и псевдонфелиновые сиениты; 2 – меланитовые трахиандезиты и трахиты.
 г: щелочные и анальцимовые сиениты (армениты). Сплошные линии – коннды V и IV полей, пунктирные – коннды II поля.

При этом породы разделены по признаку различной щелочности и принадлежности к группам, отличающимся по кремнекислому параметру. Особого внимания заслуживают щелочные породы с гранатовыми парагенезисами (рис. 53, В) и Гарнасарского массива. Последние, в отличие от остальных пород со смешанными переходными парагенезисами (с V на II поле), характеризуются устойчивыми парагенезисами IV поля щелочности.

Показанные выше петрологические факты послужили фундаментальной основой для генетических построений, изложенных в последующих главах.

На приведенных выше диаграммах (рис. 53 – А, Б, В) условно нанесен состав Di , т.к. мы не обладаем анализом Rx из Тежсарского или Бундукского массивов. В связи с этим положение Rx относительно Am и Vi на диаграммах может быть приближено к реальности путем определения его состава по оптическим измерениям.

Щелочно-земельные интрузивные массивы Базумо-Памбакской области

Лермонтовский массив и сопряженные с ним небольшие интрузивы (I фаза) представлены пироксенитами, габбро-пироксенитами (анкарами), шаровыми, мелкозернистыми и полосатыми габбро.



Рис. 54. Обратные соотношения пироксена и амфибола (последний обростаёт пироксеном) в габбро-пироксените. Лермонтовский массив. Шл. 83/2. Ув. х 60 раз. Николи скрещены.

В шлифе 83/2 крупнозернистый габбро-пироксенит (анкарамит) обладает гранобластовой структурой, существенно пироксеновым минералогическим составом, представленным диабластиками пироксена. Весьма часты обратные соотношения минералов, когда Srx обростаёт Hgn и вместе с достаточно редким и ксеноморфным Oi (до 5%) образует более поздние по отношению к Am выделения (рис. 54). Oi близок или несколько опережает структурную группу Rx . В последнем случае Oi включен в зерна Rx .

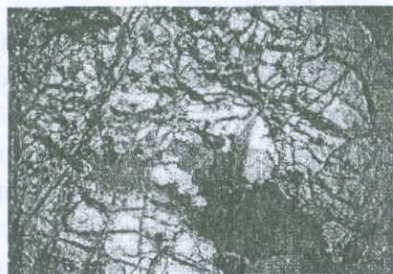
Обратнозональный Pl (№60–70) находится в той же структурной группе, что и темноцветные (рис. 55, а). Совершенно четко наблюдаются

Обратнозональный Pl (№60–70) находится в той же структурной группе, что и темноцветные (рис. 55, а). Совершенно четко наблюдаются

парагенезисы I поля щелочности, соответствующие общеизвестному реакционному ряду Боуэна: $Pl_{60-70}+Px+Hgn$. Vi отсутствует. В другом случае (шл. 42) Oi отчетливо образуется позже Px и Pl , включая вкрапленники последних. Здесь Oi составляет до 15–20% поверхности шлифа и интенсивно серпентинизирован. Порода приближается к габбро-перидотиту (рис. 55, б).



а



б

Рис. 55. а) Взаимоотношения обратнозонального плагиоклаза с темноцветными минералами в габбро-пироксените. Лермонтовский массив. Шл. 83/1. Ув. х 60 раз. Николи скрещены; б) ранние выделения плагиоклаза среди поля оливина в габбро-перидотите. Лермонтовский массив. Шл. 42. Ув. х60 раз. Николи скрещены.

Среди мелкозернистых и шаровых разновидностей габбро к этому парагенезису в поздней структурной группе прибавляется ассоциация $Pl_{40-50}+Hgn+Vi$, также характерная для I поля, при этом во всех парагенезисах ощущается несколько условное присутствие также и II поля щелочности. Причем Vi присутствует в ничтожном количестве (до 1%). С.И. Баласаян рассмотрел генетические стороны образования шаровых габбро и подчеркнул решающую роль фракционной кристаллизации в их формировании.

Геджалинская (Базумская) группа массивов (Геджалинский, Хндзурутский, Головинский) – II фаза сложена габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, монцодиоритами и гранодиоритами. Среди всех этих разновидностей наиболее широким распространением пользуются кварцевые диориты и гранодиориты. Между всеми типами пород переходы постепенные.

Кварцевый диорит, взятый на южном склоне г. Геджали (шл. 56/4) обладает гипидиоморфнозернистой структурой и сложен резко зональ-

ным Pl (ядро №40–45, периферия №30), практически парагенным с зеленой Hgn и Vi. Rx (Pyg) сохранился в ядрах Hgn. В ранней структурной группе – Rx+Pl_{40–50}, а во второй – Hgn+Vi+Pl₃₀. Позднюю структурную группу слагают Or, обрастающий и корродирующий Pl и Q, составляющий в интерстициях до 10% поверхности шлифа. Здесь совершенно определены и устойчивы, как видим, парагенезисы I (Боуэнковского) и V полей щелочности.

В гранодиоритах Геджалинского хребта указанные взаимоотношения минералов практически сохраняются без изменения (шл. 71/3) с той лишь разницей, что увеличивается количество Q и, кроме того, несколько сильнее проявлены реакционные взаимоотношения между Rx и Hgn, Hgn и Vi, т.е. они соответствуют несколько более поздней температурной стадии, чем в шл. 56/4.

В следующем по стадийности образце кварцевого диорита из Хндзорутского интрузива (шл. 64/2) Vi находится в резко подчиненном количестве и почти нацело хлоритизирован и эпидотизирован. А Rx сохранился в виде очень редких реликтов в ядрах Hgn. Здесь уже представлена стабильная роговообманковая стадия I поля, причем практически присутствуют лишь парагенезисы Hgn+Vi+Pl₃₀ (главная структурная группа) и Ksp±Q (поздняя структурная группа).

Для иллюстрации температурной стадийности формирования пород различных фаций гранитоидов данной группы ниже приводятся средний количественно-минералогический состав, количественное соотношение цветных и светлых минералов и средний состав плагиоклазов, заимствованные у С.И. Баласаняна.

Анализ таблицы № 24 явственно подтверждает наличие температурной стадийности при последовательной кристаллизации составов от фаций габбро-диоритов до кварцевых монцонитов. Темноцветные обнаруживают последовательную закономерную смену пироксеновых парагенезисов роговообманковыми на общем фоне увеличения количества биотита, а плагиоклаз – понижение основности при параллельном увеличении содержания калишпата и кварца. При этом основность незонального плагиоклаза проявляет стабильность, а отношение светлоцветных к темноцветным увеличивается за счет преобладания первых.

Таблица 24

Название пород	Среднее количество главных минералов							Отношение разноцветных минералов	
	Пироксен	Амфибол	Биотит	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Магнетит	Светлые	Темные
Габбро-диорит	21	6	0,8	68,2			4	6,82	31,8
Диориты	11	5,7	5,3	76,4			1,6	76,4	3,6
Кв. диориты	7,5	7	4,9	74,8		4,8	1	79,6	20,4
Грано-диориты	3,2	3,4	6,0	55,6	16,6	14,7	0,5	86,9	13,1
Кв. монцитоны	3,7	5,7	20,3	61,9	13,5	11,5	1,4	86,9	13,1

Таблица 25

Название пород	Незональный плагиоклаз		Зональный плагиоклаз					
	Средн. состав	Вариан. состав	Ядро		Сред. зона		Внеш. зона	
			Мощн. в мм	Состав	Мощн. в мм	Состав	Мощн. в мм	Состав
Габбро-диорит	50	50-72	0,2-0,4	52	0,1	30-33	0,1-0,2	27
Диориты	43	41-45	0,4	41-48	0,2	41	0,2	28
Кв. диориты	42	34-47	0,2-0,8	35-50			0,03-0,1	20-34
Грано-диориты	39	32-46	0,3-0,6	33-50	0,2	29-33	0,1-0,2	20
Кв. монцитоны	49	44-53	0,3	53	0,2	37-45	0,1-0,2	20-45

Зональный P_1 также обнаруживает последовательное подкисление от ядра к периферии, однако в ряде случаев ощущается наличие характерной обратной зональности, отмеченной С.И. Баласаняном и также наблюдаемой А.С. Павленко и нами в ряде наших образцов (56, 71 и др.) кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Отмеченная ненормальная зональность P_1 из гранитоидов Геджалинского хребта выражается в том, что средняя зона более основная, чем ядро и внешняя оболочка. Кроме того, наблюдаются лейсты P_1 , состоящие из двух зон: внешних – основных, внутренних – кислых.

Существующий в литературе и нашем распоряжении материал свидетельствует о том, что ненормальная зональность P_1 обязана резко

изменчивому тепловому режиму колеблющейся щелочности магмы. Как было показано С.И. Баласаняном, это явление приурочено к периферийным частям массива.

Однако ненормальная зональность Р1, кроме быстрого охлаждения расплава, по-видимому, также обязана своим образованием изменчивым уровням потенциалов щелочности в краевых частях Геджалинского массива, где важнейшим фактором, кроме изменчивости теплового режима, могло быть также повышение в результате кислотно-основного взаимодействия активностей K_2O и ответное увеличение потенциалов сильных оснований. Это наглядно видно из предложенной таблицы 25, где явление ненормальной зональности наблюдается ярче всего именно в краевых кварцевых монцонитах – наиболее богатых Bi и Ksp породах этой группы, тяготеющей ко II полю щелочности.

* * *

Ниже приведена диаграмма состав–парагенезис (рис. 56), на которую нанесены реальные фигуративные точки пород щелочно-земельной серии. На основании приведенных данных по парагенетическим взаимоотношениям минералов построена также схематическая диаграмма плавкости.

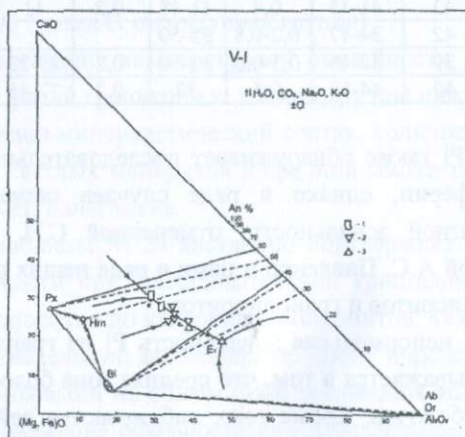


Рис. 56. Диаграмма состав–парагенезис и схематические пути кристаллизации пород щелочно-земельной серии Базумо-Памбакской области. 1. Андезито-базальты, габбро-диориты; 2. Кварцевые диориты; 3. Гранодиориты.

Последовательное смещение котектических линий и эвтектических составов показывает эволюционное развитие пород серии. Парагенетический анализ условий щелочности для пород второй интрузивной фазы (Геджалинская группа интрузивов) демонстрирует смещение уровней щелочности с V на I поле.

На детальном рассмотрении генетической эволюции пород области и путей кристаллизации щелочно-земельной магмы мы остановимся ниже в соответствующих разделах предлагаемой книги. В данном случае из-за отсутствия в нашем распоряжении анализа амфибола из пород щелочно-земельной серии на диаграмме нанесен виртуальный состав Hgn . В связи с этим положение коннод $\text{Px} - \text{Hgn}$ и $\text{Hgn} - \text{Vi}$ можно считать условным.

Состав, свойства и вопросы генезиса главных породообразующих минералов из магматических серий Базумо-Памбакской области

Целью настоящей главы является демонстрация в свете изложенных выше парагенетических взаимоотношений минералов эволюции составов и оптических свойств породообразующих минералов в ходе формирования щелочно-земельной и щелочной серии Базумо-Памбакской области.

Для этого использованы сведения по важнейшим породообразующим минералам области, а также ряд оригинальных анализов. При этом сделано некоторое отступление от принятого в предыдущих главах порядка и для удобства минералы рассмотрены от ранних интрузивных фаз к поздним. Ввиду отсутствия достаточного количества сведений по минералам эффузивных серий они здесь опускаются.

Не ставилась задача детального описания всей минералогии интрузивов Базумо-Памбакской области, ибо это составляет отдельную тему исследований.

Плагиоклаз

Плагиоклаз – призматический лейстовый Pl (до 1 см), как явствует из таблицы 26, резко убывает количественно от начальных щелочно-земельных фаз к породам щелочной серии. Вместе с тем убывает также и анортозитовая составляющая. Кроме того, в породах щелочной серии появляется кислый Pl , слагающий в ряде случаев вместе с Ksp позднюю

структурную группу. А в нефелиновых сиенитах Тежсара Р1 интенсивно микроклинизирован с образованием теневых структур. Сдвойникован он в основном по карлсбадскому, альбитовому, а реже по более сложному (Т[(001)/(010)]) закону.

Таблица 26

			Незональный		Зональный			
п.п.	Порода	Кол-во в шлифе %			Ядро		Середина	
			ср. сост	вариации	мошн. в мм	состав	мошн. в мм	состав
ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Лермонтовский массив</i>								
1	к/з габбро	60-65	72	80-65		91		
2	габбро-пирокс.	40-55	75	70-80				
3	шаровое габбро	65	74	72-78				
<i>Геджалинский и др. массивы</i>								
4	габбро-диориты	68,2	60	50-72	0,2-0,4	52	0,1	30-33
5	диориты	76,4	43	41-45	0,4	41-48	0,2	41
6	кв. диориты	74,8	42	34-47	0,2-0,8	35-50		
7	гранодиориты	55,6	39	32-46	0,3-0,6	33-50	0,2	29-33
8	кв. монцитониты	61,9	49	44-53	0,3	53	0,2	37-45
9	кж. диорит	60	50			35-63		
ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ								
<i>Тежсарский щелочный комплекс</i>								
10	нефел. сиенит	10-15	30	20-41		52-60		
11	нефел. сиенит	8-10	30	28-32				
12	нефел. сиенит	5-8	10	7-15				
13	щелочный си-т	15-20	30	28-32				
14	Богатый нефел. сиенит	10-15	37	35-40	0,2-0,3	52	0,3	60
<i>Бундукский массив</i>								
15	Щелочный сиенит	25-48	20	30.окт				
<i>Гарнасарский массив</i>								
16	Щелоч.сиенит	0-5	32	30-35				
<i>Амзачиманский массив (четвертая фаза)</i>								
17	Порфириовидный сиенито-гранат	15-18	30	28-32		48		
18	Порфириовидный сиенито-гранат	15-18	30	25-35	0,2-0,4	23	0,5-0,6	30

				Ориентировка индикатриссы			Автор
п.п.	Периферия		2V	Кристаллогр. элемент	Ng	Nm	
	мощн.	состав					
ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ							
	10	11	12	13	14	15	16
<i>Лермонтовский массив</i>							
1		79	-35	IV	40-46	61-63	58-63
2				I (0 10)			
3					46	63	54
<i>Геджалинский и др. массивы</i>							
4	0,1-0,2	27					
5	0,2	28					
6	0,03-0,1	20-34					
7	0,1-0,2	20					
8	0,1-0,2	20-45					
9		26-28	76-88	IV	77	47	46
ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ							
<i>Тежсарский щелочной комплекс</i>							
10		25-39		I (0 10)			
11				I (0 10)			
12							
13				I (0 10)			
14	0,1-0,2	50		I (0 10)			
<i>Бундукский массив</i>							
15				I (0 10)			
<i>Гарнасарский массив</i>							
16				I (0 10)			
<i>Маргаовитский массив (четвертая фаза)</i>							
17		22	+84-90	IV PM	58-86	36-10	76-83
18	0,1-0,2	21		I (0 10)			

Ниже приводится химический анализ P1 из кв. диорита Геджалинской (Базумской) интрузии (таблица 27).

Важнейшей особенностью P1 из щелочной серии области является свойство *обратной зональности*, при которой внутренние зоны зерен являются более основными, чем центральные и краевые участки. В дальнейшем обратнозональный P1 обростает и замещается Mкг.

Ранее мы уже отмечали, что С.И. Баласаняном также обнаружены также обратнозональные P1 в краевых фазах щелочно-земельных

гранитоидов Геджалинской (Базумской) интрузии. Данные замеров на столике Федорова сведены в таблице 28.

Однако генетическая интерпретация С.И. Баласаняном этого явления является недостаточной. Приводя большой материал, свидетельствующий об изменчивости температуры кристаллизации расплава и показывающий связь между последней и составом зон Р1, он по непонятным причинам апеллирует к «явлениям ассимиляции» и ищет в них объяснения этого оригинального факта.

Таблица 27

Химический анализ плагиоклаза из Геджалинской интрузии (Аналитик Р. Абгарян)

№ образца	Место взятия	Окислы	Вес %	Формула в миналах
Гж -71	Геджалинская(Базумская) интрузия У автодороги, вблизи ст.Памбак	SiO ₂	54,70	Or _{10,0}
		TiO ₂	сл.	
		Al ₂ O ₃	26,43	Ab _{31,0}
		Fe ₂ O ₃	0,20	
		FeO	0,21	An _{59,0}
		MnO	0,28	
		MgO	0,72	
		CaO	7,92	
		Na ₂ O	4,61	
		K ₂ O	2,34	
		H ₂ O	0,40	
П.п.п.	1,62			
		99,46		



Рис. 57. Обратнoзональный плагиоклаз в нефелиновом сиените. Тежсар. Шл. 20/1.

Николи скрещены. Ув. ×60 раз.

Примечательно, что обратная зональность в описанном С.И. Баласаняном случае более типична для плагиоклазов из пород краевых фаций. Нами, совместно с А.С. Павленко, обратнoзональные плагиоклазы наблюдались главным образом в породах щелочной серии.



а



б

Рис. 58. а) Обратнoзональный микроклинизированный вкрапленник плаггиоклаза в сиенито-трахите (пер. Архошан, Памбак). Шл. 41/1. Никoли скрещены. Ув. $\times 90$ раз. б) Обратнoзональный плаггиоклаз, корродированный микроклином в порфириковидном сиенито-граните. Маргаовитский массив. Шл. 58/3. Никoли скрещены. Ув. $\times 60$ раз.

Среди нефеленовых, псевдолейцитовых сиенитов Тежсарского комплекса и порфириковидных сиенито-гранитов и граносиенитов Амзачиманского (Гильютского) массива в условиях смешанных парагенезисов



Рис. 59. Обратнoзональный плаггиоклаз в нефелиновом сиените. Тежсар. Шл. 133/192^а. Никoли скрещены. Ув. $\times 90$ раз.

(V \rightarrow II поля щелочности) наблюдались многочисленные случаи обратной зональности P1 (рис. 57–59). Следует заметить, что при этом оболочки, лежащие между ядром и периферией зерна, оказываются наиболее основными. Однако в промежутках главных оболочек возможно также ритмичное повторение обратной зональности, но при этом последнее явление играет подчиненную роль. В

таблице 29 приведены данные замеров по двум типичным образцам.

Подобное поведение P1 наряду с обнаруженными необычными отношениями между темноцветными, когда более «высокотемпературные» минералы или парагенезисы выделяются позже «низкотемпературных», является характерной особенностью щелочных пород, пространственно связанных с щелочно-земельными породами (Ф. Тернер и Дж. Ферхуген) и для Армении (С.И. Баласанян, Т.Ш. Татевосян), и рассмат-

ривается нами как фундаментальный петрографический признак возрастания щелочности магматической системы.

Таблица 28

Обратнозональные плагиоклазы

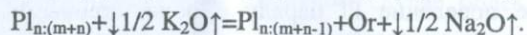
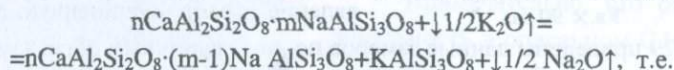
Оболочки							
I		II		III		IV	
Мощность	Состав An%	Мощность	Состав An%	Мощность	Состав An%	Мощность	Состав An%
0,3	52	0,1	32	0,2	27	0,1	22
0,4	54	0,2	33	0,1	22	-	-
0,35	47	0,2	42	0,2	24	-	-
0,2	40-35	0,3	32-23	-	-	-	-
0,3	38-31	0,4	31-20	-	-	-	-
0,4	30-20	-	-	-	-	-	-

Таблица 29

Состав* обратнозонального плагиоклаза из пород щелочной серии

№	№ шлифов	Порода и место взятия образца	Зоны (An%)							
			1	2	3	4	5	6	7	8
1	20/1	Богатый нефелиновый сиенит. Тежсарский массив. Карьер в ущелье р. Такярлу	52	60	58	50	58	45	-	-
20	46/1	Порфириовидный сиенито-гранит. Амзачиманский массив. Правый борт р. Агстев.	23	27	23	25	30	22	20	21

С позиции кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинский продемонстрировал повышение основности Pl при возрастании химического потенциала калия, что вытекает из реакции для общего случая:

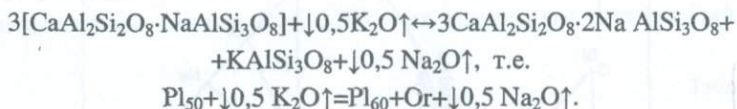


Обратнозональный Pl в породах центральной Армении ритмично меняет свой состав в пределах V и II-II_{Ne} полей щелочности, и для каждого поля линия равновесия Pl будет иметь на диаграмме $\mu\text{K}_2\text{O}$ -

* Замеры производились на столике Федорова и методом Фуке.

$\mu\text{Na}_2\text{O}$ Д.С. Коржинского (рис. 24) постоянный наклон в 45° к оси абсцисс, независимо от состава Pl.

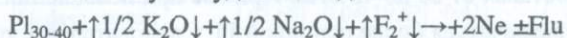
Для конкретного случая нефелиновых сиенитов Тежсара эта реакция примет вид:



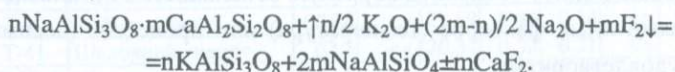
При повышении потенциала щелочности по K_2O наступает стадия замещения микроклином Pl, затем и распад Pl, а далее и распад Pl первой структурной группы в породах щелочной серии. При этом интересно, что в богатых нефелином (до 40%) сиенитах Тежсара, чаще обогащенных Flu, фиксируется наименьшее количество плагиоклазовых зерен (0–10%).

Л.Л. Перчук при изучении парагенезисов Ne с Pl в породах Дежневского массива и центрального Туркестано-Алтая пришел к выводу о разложении Pl с образованием позднего парагенезиса $\text{Ne} + \text{Or} \pm \text{Cal}$.

В нашем случае, на Тежсарском щелочном массиве, Cal в породах отсутствует, но зато в поздних структурных группах в избыточных количествах присутствует Flu в совершенно не затронутых наложенными процессами нефелиновых и щелочных сиенитах. Если допустить, что здесь роль третьего, вполне подвижного компонента играл (F^+), то в отличии от пород Туркестано-Алтая (Л.П. Перчук) он займет место (CO_2) и реакция разложения Pl уже будет выглядеть так:



или в общем случае



Следовательно, совершенно не случайно то обстоятельство, что Flu широко распространен во всех типах пород щелочной серии в уверенном парагенезисе с Ksp и Ne ($\text{Ne} + \text{Or} \pm \text{Flu}$).

Небезынтересно привести здесь диаграмму кривой устойчивости Pl в зависимости от важнейших интенсивных параметров системы химических потенциалов щелочей (рис. 60), рассчитанную Л.Л. Перчуком. Диаграмма имеет большое значение и для нашего случая, но при условии замены места Cal флюоритом.

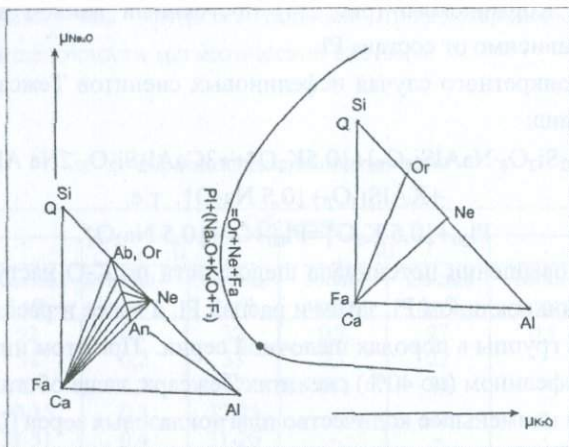


Рис. 60. Кривая устойчивости плагиоклаза на диаграмме химических потенциалов щелочей. Составил Л.Л. Перчук [71] для щелочных пород Туркестано-Алтая. Дополнил для случая образования Flu вместо Cal [18].

Из анализа диаграммы вытекают два важнейших вывода:

- 1) Показанные реакции дают возможность объяснить наблюдаемый широкий диапазон состава PI из щелочной серии Памбака, особенно для зональных кристаллов, для которых А.Ц. Марфунин отмечает «колеблющуюся ступенчатую прерывную зональность» с разницей в зональных составах от 20 до 40%An. Причем при повышении щелочности Ksp должен встречаться более основной PI. Следовательно, только в этом свете можно полнее объяснить обратную зональность PI и никакими привлечением других факторов (температура) или процессов (ассимиляция) нельзя удовлетвориться.
- 2) Для пород щелочной серии центральной Армении форма кривой может измениться, поскольку в реакции перехода PI в Ksp+Ne образуется Flu, а не Cal, но основные свойства диаграммы сохраняются.

Калишпат

Калишпат – наиболее распространенный минерал в породах щелочной серии области. Его ощутимые количества появляются уже в щелочно-земельных гранодиоритах и кварцевых монцонитах второй фазы (до

20–25%) и достигают максимума в нефелиновых щелочных сиенитах (50–60%) и пегматитах (до 70%), а в некоторых шлифах из Гарнасарского массива – даже более 70%.

Приведем оптические константы K_{sp} из щелочной серии области по литературным данным (табл. 30) и их химические составы (табл. 31, 32).

Таблица 30

Магматические фазы	–2 V		$\perp(0101)/<Ng$	$\perp(001)/<Nm$	Тип минерала	Автор
	пределы	средн.				
<i>Тежсарский щелочной комплекс</i>						
Третья	61-64	62	3-5	10-13	Анортоклаз	Д.С. Белянкин
	60-80	62-66	6-8	8-15	Анортоклаз	Г.П. Багдасарян
	61-80	65-70	0-3	4-13,5	Ортоклаз	В.Н. Котляр
	<i>Бундукский щелочной комплекс</i>					
	60-62	60-62		До 15	Ортоклаз	С.И. Баласанян
<i>Гарнасарский щелочной комплекс</i>						
	58-76	65	12-26		Ортоклаз	
Четвертая	<i>Амзачиманский массив порфириовидных сиенито-гранитов</i>					
	58-63	61		5-7	Анортоклаз	Г.П. Багдасарян

Таблица 31

Химические составы калий-натровых полевых шпатов из пород щелочной серии области

п.п.	Образец	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
<i>Тежсарский массив</i>										
1	П-1	Нефел. сиенит	63,65	0,04	19,63	0,41		0,01	0,12	0,97
2	П-2	Щелочной сиенит	64	0,04	21	0,21	0,07	0,02	0,14	1,45
3	П-3	Нефел. сиенит	63,84	0,03	21,6	0,22	0,02	0,04	0,05	0,48
4	Т-20	Нефел. сиенит	60,88	сл.	21,69	0,44	0,14	сл.	0,72	0,75
5	Т-41	Щелочной сиенит	62,3	сл.	20,34	0,32	0,21	сл.	сл.	1,4
6	ПМБ-4	Щелочной сиенит	60,15	сл.	21,72	0,04	0,21	сл.	сл.	0,9
<i>Бундукский массив</i>										
7	ПМБ-10	Щелочной сиенит	62,67	сл.	20,94	0,14	0,14	сл.	сл.	2,25
<i>Гарнасарский массив</i>										
8	Г-28	Щелочной сиенит (арменит)	62	сл.	19,72	0,8	0,3	сл.	сл.	1,6
<i>Маргаовитский (Амзачиманский) массив</i>										
9	ПМБ-11	Порфириовидный сиенито-гранит	62	сл.	21,5	0,22	0,07	сл.	сл.	5,02

Химические составы калий-натровых полевых шпатов из пород щелочной серии области

п.п.	ВаО	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.л.	Сумма	Аналитик	Автор	Формула в миналах
<i>Тежсарский массив</i>									
1	0,25	3,52	10,2		1,31	100,11	В.А. Егоров	Д.С. Белянкин	Or60.4*Ab39.8*An4.8
2	н.опр	4,61	9,11			100,65	А. Петросян	Г.П. Багдасарян	Or54.0* Ab38.8* An7.2
3		3,8	9,30	0,52		100,0	А. Петросян	Г.П. Багдасарян	Or55.1* Ab32.0* An2.9
4		4,75	10,50	сл.	0,72	100,55	Р. Абгарян Г. Даникян	Р.Геворкян	Or57.4* Ab39.3* An3.3
5		2,95	11,75	0,27	0,46	100,00	Р. Абгарян Г. Даникян	Р.Геворкян	Or67.6* Ab25.6* An6.8
6		4,4	11,00	0,10	0,55	99,07	Р. Абгарян Г. Даникян	Р.Геворкян	Or59.7* Ab36.2* An4.1
<i>Бундукский массив</i>									
7		5	6,30	0,32	0,55	99,27	Р. Абгарян Г. Даникян	Р.Геворкян	Or54.0* Ab36* An10
<i>Маргаовитский (Амзачиманский) массив</i>									
8		4,4	9,40	0,30	1,42	100,14	Р. Абгарян Г. Даникян	Р.Геворкян	Or54.0* Ab38.2* An7.8
9		4,7	6,40	0,15	0,20	100,26	Р. Абгарян Г. Даникян	Р.Геворкян	Or52.0* Ab25.2* An22.8

А.С. Марфунин на основании исследований Тежсарских Ксп относит их к промежуточным Or ($c-2v=50-70$) моноклинного типа или триклинального характера. Величины $\perp(001)/<Nm$, согласно диаграмме А.С. Марфунина, говорят как о микропертитовом характере Or, так и о колебаниях составов от Or₈₀ Ab₂₀ до Or₆₀ Ab₄₀. Об этом свидетельствуют также данные таблицы оптических свойств и наблюдений в шлифах.

Как видно из приведенных данных, в наших породах преобладают «псевдомоклинные» полевые шпаты, в Тежсарских Ксп содержание альбитовой молекулы колеблется от 20 до 40% и, кроме того, достаточно большое содержание анортитовой составляющей – от 5 до 10%.

В породах щелочной серии Ксп повсеместно пертитизирован, поэтому не представляется возможным использование для его диагностики существующих диаграмм (оптические свойства–состав; А.М. Марфунин). Искаженную картину дают также и химические анализы, поэтому

наши представления о Ksp-пертигах из пород области несколько приближены.

Обращает на себя внимание особая роль Ksp в условиях существования смешанных парагенезисов перехода от V ко II полю щелочности. Именно переходному положению Ksp отвечает крайняя нестабильность его состава. Mkg выступает повсеместно в качестве «мостика» при подобных переходах, проявляя необычайную агрессивность в отношении Pl. Последний, как известно, сильно корродируется и микроклинизируется, а в ряде случаев даже распадается на Ne, Mkg и Flu.

Агрессивность Ksp необычайно сильна особенно в порфировидных сиенито-гранитах Амзачиманского массива. По-видимому, именно в этой связи следует рассматривать образование крупных порфиробластов Ksp, замещающего пространственно место таблитчатых лейст раннего Pl. Следовательно, образование порфиробластов Ksp следует связывать с повышением потенциала K_2O и переходом от фаций низкой – к фациям более высокой щелочности, а не с процессом гранитизации вмещающих эффузивов кислыми расплавами, как это утверждает Г.П. Багдасарян. Привлекает внимание также и то обстоятельство, что в этих породах отсутствуют или слабо развиты более поздние наложенные процессы, такие как грейзенизация и др.

Нефелин

Количество Ne в щелочных породах Тежсарского комплекса колеблется в широких пределах от 5 до 45%. Причем всеми исследователями Памбака отмечаются две генерации Ne:

I – идиоморфные таблитчатые выделения, заполненные продуктами разложения (Aпс, Сап, цеолиты и др.), входят в раннюю структурную группу.

II – генерация представлена ксеноморфными образованиями или, реже, образовавшимися несколько позже последнего. Такой Ne обычно входит в позднюю структурную группу и ассоциирует с Ksp.

В таблицах 33, 34 сведены химические анализы четырех Ne из различных пород. При анализе таблицы 33 бросается в глаза стабильность составов Ne, однако по содержанию нефелинового минала особняком

стоит анализ П-3 (Д.С. Белянкин и др.), в остальных случаях калисилитовый (от 7,1 до 14,5) и анортитовый (от 4,3 до 4,8) миналы варьируют в небольших пределах.

Таблица 33

Химические составы нефелинов из Тежсарского щелочного комплекса

п.п.	Образец	Порода и цвет нефелина	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
1	П-1	Нефелиновый сиенит (розовый)	43,9		33,75	0,55	0,22	0,015	1,69
2	П-2	Нефелиновый сиенит	44,24	0,06	33,62	0,14	0,35		1,79
3	П-3	Нефелиновый сиенит	44,31		33,56	0,6		0,01	2,43
4	Т-20	Пегматоидный нефелиновый сиенит	44,5	сл.	32,8	0,34	0,14	сл.	1,9

Таблица 34

п.п.	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.л.	Сумма	Формула в миналах	Аналитик	Автор
1	0,11	14,45	4,81	0,08	0,48	100,43	Ne66.5*Cal14.5 *An4.3*Q14.7	Лаб. НИГРИ	В.Н. Котлярь
2		16	2,45	0,24	1,5	100,39	Ne13.2*Cal7.1 *An4.5*Q15.2	А. Петросян	Г.П. Багдасарян
3	0,28	10,75	6,42		1,25	99,6	Ne49.8*Cal19.6 *An6.2*Q24.4	В.А. Егоров	Д.С. Белянкин и др.
4	0,43	16,2	4,67	сл.	сл.	100,98	Ne13.9*Cal14.1 *An4.8*Q7.2	Р. Абгарян Г. Даникян	Р. Геворкян

Анализ химических составов Ne показывает их относительную стабильность, причем особенно устойчиво отношение SiO₂ к Al₂O₃. Но вместе с тем обнаруживается некоторый избыток кремния и алюминия. Последнее указывает на необходимость осторожного обращения с Ne при различных генетических выкладках. Тем не менее мы выбрали два Ne (P-2 и Т-20) с наименьшим избытком алюминия для нанесения весовых процентов их миналов на изобарическую диаграмму Ne-Ks-Q Гамильтона (рис. 61). Кроме того, для сравнения по данным Л.Л. Перчука приводятся составы из некоторых щелочных интрузий мира. Их температуры кристаллизации и составы показаны в таблице 35.

Значительный генетический интерес представляет отмеченное выше нахождение Ne в двух генерациях. Ранний Ne зачастую сильнее подвергнут изменениям и диагностируется по реликтам свежих зерен в ядрах характерных кристаллов. Его появление обычно связывается с устойчивыми по щелочности ассоциациями минералов или с отсутствием смешанных парагенезисов. Количественно Ne обратно пропорционален Pl.

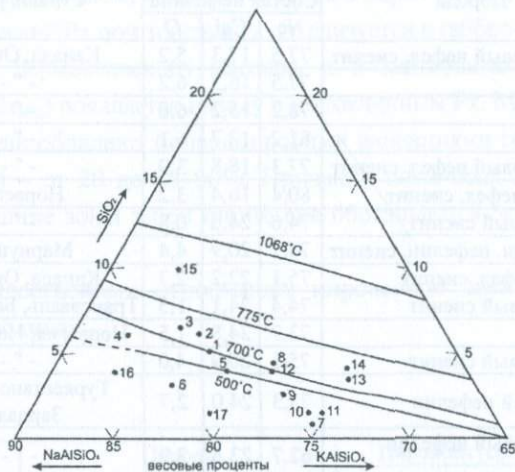


Рис. 61. Фрагмент диаграммы равновесия для системы Ne-Ca1-Q. Изотермы нанесены по данным Гамильтона; точки составов нефелинов по данным Л.Л. Перчука [70] и Р.Г. Геворкяна (см. в таблице 35).

В зависимости от уровня щелочности в расплаве либо идет непосредственно выпадение в первую очередь кристаллов раннего Ne и Lc (?), либо при высоком потенциале K_2O нефелин второй генерации образуется в результате замещения Mгк плагиоклаза.

Наблюдаемые редкие реликты Pl среди закономерных сростаний Mгк и позднего Ne четко свидетельствует о реакционном генезисе последнего за счет Pl.

Этой же реакцией, по представлениям П.М. Яншиной, можно охарактеризовать образование «мнимых псевдолейцитов». Эти образования и по нашему мнению не относятся к типичным псевдолейцитам.

Наряду с указанной реакцией мы имеем случай, когда в нефелиновом сиените в ранней структурной группе отсутствуют Pl и Bi (верховья р. Ахундов, шл. 75/1. Здесь Ne возможно выделился, как уже было сказано выше, на очень ранней стадии при весьма низких значениях $\mu\text{K}_2\text{O}$ и $\mu\text{Na}_2\text{O}$.

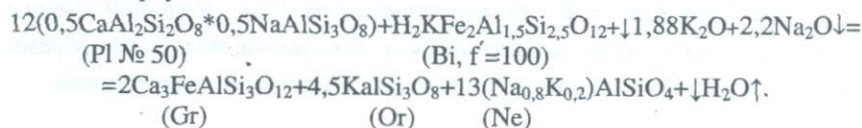
Таблица 35

№ точек	Порода	Состав нефелина			Страна, район	Т°С
		Ne	Cal	Q		
1.	Пироксеновый нефел. сиенит	77,5	17,3	5,2	Канада, Онтарио	710
2.	Дитроит	77,5	16,3	6,2	- " -	730
3.	Лаурдалит	78,2	15,2	6,6	- " -	730
4.	- " -	81,2	12,7	6,1	- " -	600
5.	Пироксеновый нефел. сиенит	77,3	18,8	3,9	- " -	500
6.	Йолитов. нефел. сиенит	80,4	16,4	3,2	Норвегия	500
7.	Нефелиновый сиенит	74,6	24,6	0,8	- " -	500
8.	Трахитоидн. нефелин. сиенит	74,7	20,9	4,4	Мариуполь	720
9.	Биотит. нефел. сиенит	75,1	22,2	2,7	Канада, Онтарио	500
10.	Нефелиновый сиенит	74,4	24,1	1,5	Трансвааль, Бааль-Ривер	500
11.	Греннаит	73,7	24,8	1,5	Норвегия, Норра-Керр	500
12.	Нефелиновый сиенит	75,1	20,9	4,0	- " -	700
13.	Биотитовый нефелин	73,3	24,0	2,7	Туркестано-Алтай, Зардалек	720
14.	Пироксеновый нефелин. сиенит	62,7	23,8	2,9	- " -	720
15.	Фонолит	76,5	13,5	10,0	Кения	900
16.	Нефелиновый сиенит	86,8	9,4	3,8	Ц.Армения, Тежсар	500
17.	Пегматоидный нефелиновый сиенит	81,0	17,3	1,7	Ц.Армения, Тежсар	500

Несколько иная реакция, но при участии Gr, свидетельствует об образовании нефелиновых сиенитов в условиях более повышенных потенциалов щелочей. Так, в шлифах из района г. Кер-оглы (Тежсарский комплекс, обр. 240/345) мы наблюдали реакцию:



Почти аналогичную реакцию для пород Туркестано-Алтая рассчитал Л.Л. Перчук:



Пироксены

В породах щелочно-земельной серии пироксены представлены преимущественно диопсид-геденбергитовым рядом, причем геденбергитовая составляющая варьирует в небольших пределах – 30–50%. Участвует он в ранних структурных группах и в смешанных парагенезисах, при переходе с I и V на II и II_{nc} поля щелочности, повсеместно корродируется и замещается амфиболом, сохраняясь лишь в ядрах последних.

Ромбический Rх почти целиком локализуется в габбро-пироксенитах и пироксенитах Лермонтовского массива, а в монцонитах Геджалинской интрузии он (Rх₉₅) появляется наряду с моноклинным Rх. Моноклинные Rх щелочной серии обладают более широкими вариациями геденбергитовой составляющей – от 20 до 80–90%. Причем в щелочных и нефелиновых сиенитах внешние зоны зерен пироксена обогащаются эгириновым компонентом.

О количественных отношениях пироксенов дает представление следующая таблица.

Таблица 36

№	Серия	Порода	Пироксен (ср. количество, %)	
			Моноклинный	Ромбический
		<i>Лермонтовский массив</i>		
1	Щелочно-земельная	К/з габбро	30-45	10-15
2		Пироксенит	30-40	30-35
3		Шаровое габбро	35-40	-
		<i>Геджалинский (Базумский) массив</i>		
4		Габбро-диориты	21	5-10
5		Диориты	11	-
6		Кв.диориты	7,5	-
7		Гранодиориты	3,2	-
8		Кв.монцониты	3,7	-
			<i>Тежсарский комплекс</i>	
9	Щелочная	Нефелиновый сиенит	5-7	-
10		Щелочной сиенит	10-15	-
		<i>Бундукский массив</i>		
11		Щелочной сиенит	5-10	-
		<i>Гарнасарский массив</i>		
12		Щелочной сиенит (арменит)	10-15	-

Зачастую в щелочных сиенитах (особенно Бундукского массива) встречаются зональные кристаллы, периферия которых обогащена до 20% Aeg-Aug составляющей.

Ниже приводятся оптические свойства Rx из пород щелочно-земельной и щелочной серий Базумо-Памбакской области, обобщенные по литературным данным и наблюдениям авторов.

Таблица 37

ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ							
№	Константы породы			Показатели преломления			Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Лермонтовский массив</i>							
1	К/з габбро	55	42	-	-	0,033	Ромб. пироксен
2	Пироксенит	60	42	-	-	0,019	
3	Шаровое габбро	56-62	47-52	-	-	0,024-0,026	
<i>Геджалинский (Базумский) массив</i>							
4	Кв.диорит	55-59	42-45	-	-	0,027	
5	Сиено-диорит, монзонит	54-58	41-42	-	-	0,027-0,029	
ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ							
<i>Тежсарский комплекс</i>							
6	Нефел.сиенит зональный:						
	ядро -	62-68	48-52	1,716	1,685	0,031	
	периферия -	74-80	62-65	1,730	1,696	0,034	
7	Псевдолейцитовый сиенит. Слабо зонален	78-82	64-65	1,732	1,700	0,032	
8	Щелочной сиенит	56-64	45-48	1,708	1,680	0,028	
9	Нордмаркит	52-54	42-44	-	-	0,030	
10	Нефел. пегматит	82-84	60-66	1,742	1,708	0,038	
<i>Бундукский массив</i>							
11	Щелочной сиенит	62-64	41-44	-	-	0,028	
<i>Гарнасарский массив</i>							
12	Щелочной сиенит (арменит)	54-60	40-45	-	-	0,024-0,028	

Известные трудности для определения химического состава пироксена из Тежсарского щелочного комплекса создает отсутствие незамещенных амфиболом зерен. В связи с этим не удалось получить достаточ-

ного материала для анализа. Однако в нашем распоряжении имеются анализы Рх из пород щелочно-земельной серии, а также из Гарнасарского интрузива.

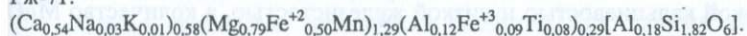
Таблица 38

Оксиды	Массив	Лермонтово	Гаджали	Гарнасар
		Л-83	Гж-71	Г-28
SiO ₂		50,75	46,50	49,00
TiO ₂		0,42	2,90	0,60
Al ₂ O ₃		3,20	2,53	4,31
Fe ₂ O ₃		1,82	3,26	2,39
FeO		5,74	15,40	7,63
MnO		0,21	сл.	0,92
MgO		14,98	14,43	12,12
CaO		21,80	12,82	21,97
Na ₂ O		0,54	0,37	0,70
K ₂ O		0,12	0,26	0,25
-H ₂ O		0,08	0,36	0,13
П.п.п.		0,35	0,29	0,22
Сумма		100,01	99,12	100,24
Аналитик	Р.Абгарян, Г.Даникян	Р.Абгарян, Г.Даникян	Р.Абгарян, Г.Даникян	Р.Абгарян, Г.Даникян
Автор	Р.Г.Геворкян	Р.Г.Геворкян	Р.Г.Геворкян	Р.Г.Геворкян

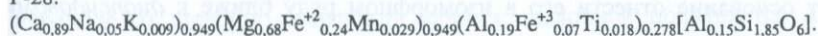
Л-83:



Гж-71:



Г-28:



Изменения составов Рх при переходе от парагенезисов низкой щелочности (I, V поля) к высокощелочным (IV поле) демонстрирует следующая пятикомпонентная диаграмма, составленная по данным приведенных анализов (рис. 62). Метод ее построения понятен из схемы, показанной в ее правом углу, и представляет последовательное откладывание молекулярных процентов: CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃.

При рассмотрении диаграммы бросается в глаза сильная обогащенность Рх из щелочной серии Г-28 кальциевой составляющей и Al₂O₃, что

наряду с преобладанием закисного железа над окисным и относительной бедностью магниевым компонентом позволяет отнести его к геденбергит-авгитовому ряду. При этом следует указать, что эгириновая составляющая в этом Rх составляет не менее 8%.

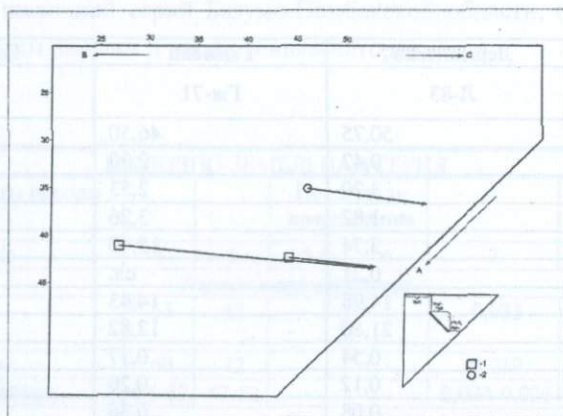


Рис. 62. Пятикомпонентная диаграмма состава пироксенов из магматических серий Базумо-Памбакской области. 1. Пироксены из пород щелочно-земельной серии. 2. Пироксены из пород щелочной серии.

Интересная особенность выясняется при сопоставлении векторов составов Rх из ультраосновных и основных пород (Л-83) и щелочно-земельных кварцевых диоритов второй фазы (Гж-71). Первый Rх отличается высокой кальциевостью и низкой железистостью, а количество MgO остается высоким и стабильным как для одного, так и для другого, что дает основание отнести его в изоморфном ряду ближе к дионсидовому минералу.

Обращает на себя внимание необычно низкая кальциевость, высокая магниезильность и чрезвычайно высокое отношение FeO/Fe₂O₃ пироксена Гж 71, если к этому добавить высокое содержание TiO₂ (2,90%), то не остается сомнения в его принадлежности к Pуg. Как известно, последний чрезвычайно характерен для щелочно-земельных магм вообще.

Общая последовательность выпадения Rх от щелочно-земельных пород к щелочной серии при фракционировании Di и в условиях понижающейся температуры следующая: Di (Лермонтово) → Pуg (Геджа-

ли) → Di-геденбергит → геденбергит-Aug → Aeg-Aug (Тежсар, Бундук, Гарнасар).

Амфиболы

В породах щелочно-земельной серии Am появляются по температурной стадийности одними из последних, развиваются по периферии Rx и слагают парагенезисы I поля: $Pl_{35-40}^{+} + Hgn + Vi \pm Q$. Am слагают преимущественно породы щелочной серии.

В щелочных породах Am является важнейшим из темноцветных минералов. Содержание его колеблется от 10 до 20–25%. А по содержанию CaO, MgO, ΣFe амфиболы изменяются от эденита и Hgn до ферро-Gas. Почти во всех породах щелочной серии Am также интенсивно замещает зерна раннего Rx и вместе с Mgt и Vi составляет устойчивый парагенезис II-III_{Ne} полей щелочности. Но в ряде случаев отмечались включения Hgn в Di и замещение Hgn диопсидом. Относятся они большей частью к Hgn и составляют не более 5–10% поверхности шлифа (рис. 54).

Г.П. Багдасарян выделяет две генерации Am. Идиоморфные зерна ранней генерации плеохроируют в густо зеленых-грязно-бурых тонах и тяготеют к обыкновенной Hgn, а поздний щелочной Am гастингситового ряда, зачастую замещая по периферии характерных разрезов ранний, плеохроирует от светло-зеленого по Ng, оливково-зеленого по Nm, до соломенно-желтого Nr. Зональные зерна Am чаще всего встречаются в нефелиновых сиенитах Тежсара (рис. 47, а).

Ниже приведены оптические свойства Am, данные таблицы 39 взяты из литературы и наших наблюдений. Из таблицы следует, что при переходе от щелочно-земельной серии к щелочной повышается железистость Am. Железистость возрастает также к периферии зональных кристаллов.

Общеизвестно, что рост железистости связывается с повышением потенциалов щелочей. Получение Gas из Pyg при повышении щелочности можно проиллюстрировать с помощью следующей схемы:



Вместе с тем, И.А. Островским экспериментально доказана возможность замещения Aeg щелочным Am в условиях $P = const$. Эту реакцию можно записать так:

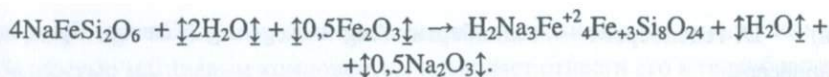


Таблица 39

ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ

Константы Порода	Показатели					Плеохроизм	Разновидность амфибола
	1	2	3	4			
<i>Лермонтовский массив</i>							
К/з габбро	60-82	15-16	-	-	0,019	Зеленоватый, темнобурый, буровато-желтый	Базальтическая роговая обманка
Пироксенит	82	15	-	-	0,018	Буровато-зеленый до коричнево-зеленого	- " -
<i>Геджалинский (Базумский) массив</i>							
Кв.диорит	70-76	16	-	-	0,019-0,022	Буровато-зеленый, Темно-буро-зеленый, Св. желто-зеленый.	Роговая обманка
Сиенито-диорит	58	10	-	-	0,014	от грязно-зеленых до	Роговая обманка
Гранодиорит	62	10-12	-	-	0,018	светло-зеленых тонов	

ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ

Нефелиновый сиенит (Ц.М.) зональный: ядро: периферия:	46	20	1,700	1,688	0,018	Коричнево-желтый	Беркевикит
	50	22	1,696	1,678	0,016	Темно-зеленый	
	40	18	1,705	1,690	0,019	до желто-зеленого	Гастингсит
Богатый нефелином сиенит	40	17	1,706	1,700	0,019	Красновато-коричневый	Беркевикит гастингсит
	34	14	1,718	1,701	0,020	Зеленовато-коричневый	Гастингсит
Псевдолейцитовый сиенит	46	16	1,708	1,690	0,017	Темно-зеленый до желтого	Гастингсит
Щелочной сиенит (Ц.М.)	48-54	19-21	1,695	1,679	0,016	Зеленовато-буро-коричневый	Беркевикит
Щелочной сиенит (К.С.)	50-56	20-26	1,694	1,680	0,015	Зеленовато-бурый	Беркевикит-магнезио-гастингсит
Гибридный сиенит	54-56	24-29	1,698	1,683	0,013	Буровато-зеленый	Магнезио-гастингсит
Нордмаркит	50-52	18-20	1,700	1,686	0,015	Зеленовато-бурый	Беркевикит

1	2	3	4	5	6	7	8
Жильный нефелиновый сиенит	37-40	13	1,716	1,696	0,022	Густо-травянисто-зелено-желтый	Гастингсит
Нефелиновый пегматит	36-38	12	1,722	1,698	0,024	Оливково-зеленый, желто-коричневый	Гастингсит
Безнефелиновый пегматит	44-46	16	1,702	1,684	0,018	Коричнево-зеленый, желтоватый	Беркевикит
Щелочной трахит г. Гарнасар	60	23	1,656	1,638	0,012	В зеленовато-синих тонах	Паргасит
Щелочный сиенит г.Бундук	65-85	24-27 75	1,640 -	1,624 -	0,016 0,030	В зеленовато-желтых тонах	Роговая обманка (Арфведсонит)
Монцонит	68	14	1,644	1,628	0,023	Темно-зеленовато-светло-желтые	Роговая обманка
Лампрофир	64	18	-	-	0,020	Зеленовато-желтые тона	Роговая обманка
<i>Маргаовитский массив</i>							
Порфиоровидн. сиенито-гранит	68	17-18	-	-	0,020	Травяно-зеленый	Гастингсит

В породах щелочной серии широко наблюдается, кроме прочего, весьма оригинальное явление, когда крупные зерна Hfп обрастают Вi (рис. 47, б), при этом Am развивается по Px . Такое необычное поведение Am в отношении Вi рассматривается нами как признак повышения щелочности в расплаве.

В таблице 40 собраны все химические анализы по породам щелочной серии. По техническим причинам не удалось отобрать Am из щелочно-земельных пород. Представленные ниже составы Am отражают почти все главные разновидности пород щелочной серии, четыре анализа являются оригинальными.

По данным таблицы 40 построена пятикомпонентная диаграмма составов Am из щелочной серии (рис. 63).

При этом выяснилось, что наиболее кальцитевыми являются Am (Т-41, Т-4) из щелочного сиенита Кольцевой интрузии и нефелинового

пегматита Центрального массива (Тежсар) и наименее кальцитевыми (II-I; II-3) – из нефелиновых сиенитов. Аналогичную картину представляет собой и распределение MgO, но вариации здесь значительно шире (от 21 до 27 мол.%).

Таблица 40

№ образцов	T-23	T-4	II-1	II-3	T-41	T-20	ПМБ-10	ПМБ-4
Окислы	Нефел. сиенит Центр. массив	Неф. пегмат. Центр. массив	Нефел. сиенит Кероглы	Нефел. сиенит Кольц. интр.	Щел. сиенит г. Архошан	Нефел. сиенит р. Тажяру опытн. карьер	Щел. сиенит Бундук	Щел. сиенит Центр. массив
SiO ₂	36,00	38,86	37,49	39,28	37,64	37,44	38,95	42,05
TiO ₂	0,48	0,83	3,03	2,13	2,10	2,82	1,96	2,06
Al ₂ O ₃	13,02	14,61	13,12	12,72	12,54	10,33	10,74	9,90
Fe ₂ O ₃	11,52	7,91	9,28	11,61	6,44	7,65	8,66	6,12
FeO	10,42	11,85	11,68	7,68	13,83	13,44	12,04	10,85
MnO	1,90	1,54	1,38	1,40	1,56	1,84	1,13	1,27
MgO	8,20	7,70	7,98	8,43	6,60	7,74	7,83	8,14
CaO	14,50	14,87	11,90	11,28	13,92	12,97	11,90	14,25
Na ₂ O	3,18	1,10	1,82	2,80	2,00	2,25	2,95	2,10
K ₂ O	1,21	0,10	2,45	2,30	2,25	2,45	2,80	2,85
-H ₂ O	-	-	0,20	-	-	0,25-	-	-
+H ₂ O	0,36	0,40	0,37	0,75	0,32	0,20	сл	сл
п.л.п.	-	0,12	0,08	-	0,60		0,90	0,25
F	-	-	0,34	-				
Сумма	100,85	99,89	100,71	100,38	99,80	99,18	99,18	99,84
Аналитик	З.Гаспарян	А.Петросян	Е.Свежинская	А.Петросян	Р.Абгарян Г.Даникян	Р.Абгарян Г.Даникян	Р.Абгарян Г.Даникян	Р.Абгарян Г.Даникян
Автор	Б.Меликсетян	Б.Меликсетян	В.Котляр	Г.Багдасарян	Р.Геворкян	Р.Геворкян	Павленко Геворкян	Павленко Геворкян

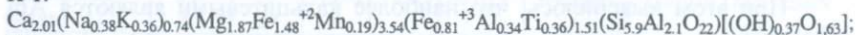
T-23:



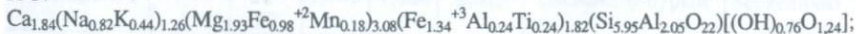
T-4:



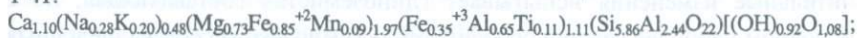
II-1:



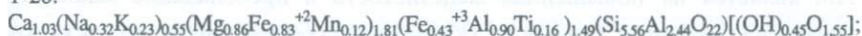
II-3:



T-41:



T-20:



ПМБ-10:



ПМБ-4:



В целом все анализы показывают стабильные и близкие содержания CaO и MgO, что, по-видимому, также связано с устойчивой щелочностью на последних этапах кристаллизации.

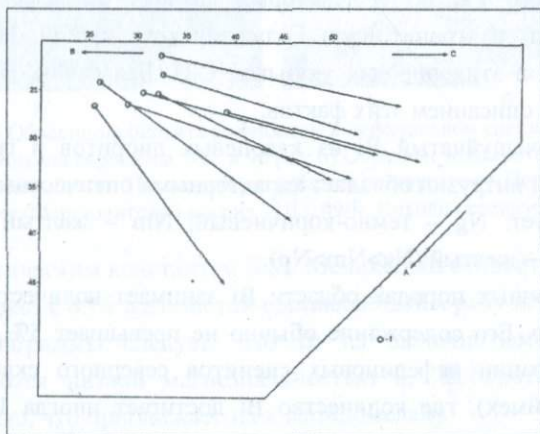


Рис. 63. Пятикомпонентная диаграмма составов амфиболов из пород щелочной серии Базумо-Памбакской области. I – амфиболы из щелочной серии.

По содержанию железистой составляющей все анализы можно разделить на две группы:

I. Образуют крутые векторы, свидетельствующие о приближении $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ к единице или даже о преобладании Fe_2O_3 (ан. П-1, П-3, Т-23).

II. Остальные анализы образуют более пологие векторы, что связано с резким преобладанием закисного железа над окисным.

Несколько особняком стоит анализ ПМБ-4 амфибола и щелочного сиенита, демонстрирующий аномальное количество CaO и MgO. Незна-

чительные изменения испытывает глиноземистая составляющая, но в основном наиболее важной особенностью химического состава щелочных Ам является их повышенная железистость и преобладание закисного железа над окисным. Исходя из химического состава, большую часть Ам можно отнести к ферро-Газ.

Биотит

В породах щелочно-земельной серии Ві занимает значительное место, составляя не менее 15%. Почти всегда Ві встречается здесь в устойчивом парагенезисе с Pl₃₅₋₄₀ и Рх или с Ам, образуя I и V поля щелочности. На всем протяжении кристаллизации Ві выделялся после Ol и ромбического Рх, но в некоторых случаях опережал по времени амфибол (Нгп) из гранитоидов Геджалинского хребта. На необычное поведение Ві в этих породах указывал С.И. Баласанян. Выше мы уже встречались с описанием этих фактов.

Крупночешуйчатый Ві из кварцевых диоритов и гранодиоритов Геджалинской интрузии обладает характерными оптическими свойствами и плеохроирует: Ng – темно-коричневый; Nm – желтый или грязно-желтый и Np – желтый (Ng>Nm>Np).

В щелочных породах области Ві занимает количественно значительное место. Его содержание обычно не превышает 5%. Исключение составляют фации нефелиновых сиенитов северного склона Памбака (район г. Маймех), где количество Ві достигает иногда 15%. Относительно им богаты некоторые фации Бундукского и Гарнасарского массивов, где их содержание достигает 8–10%. Причем в породах Тежсарского комплекса можно выделить Ві двух генераций:

I. Крупночешуйчатый лейстовый бурый Ві входит в раннюю структурную группу, образуя реликтовые парагенезисы низкой щелочности (I и V).

II. Мелкочешуйчатый или дисперсный хлоритизированный Ві слагает позднюю структурную группу и в равновесной ассоциации с Ам входит в высокощелочные парагенезисы II и II_{Ne} полей. В щелочных породах Ві находится в *обратных соотношениях* с Ам, иногда образуясь раньше последнего, и ассоциирует с Рх и Мт. В этих породах обычно

четко прослеживается обрастание Vi амфиболом (рис. 54, а, б). По отношению к Ksp он всегда идиоморфнее.

Для обсуждения изменений составов Vi от щелочно-земельной серии к щелочной мы располагаем, кроме одного литературного анализа (Т-31), еще шестью оригинальными (табл. 41), по данным которых по уже известному принципу построена пятикомпонентная диаграмма (рис. 55).

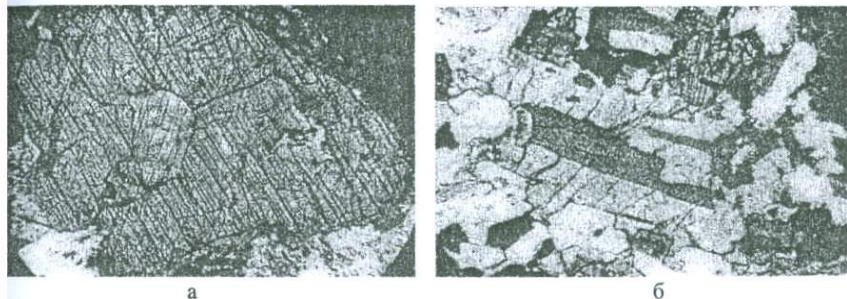


Рис. 64. а) Обрастание биотита амфиболом в нефелиново-сиените. Тежсар. Шл. 227/330. Николи скрещены. Ув. $\times 90$ раз; б) Обратные взаимоотношения между биотитом и амфиболом. Последний развивается по пироксену. Порфирированный сиенито-гранит (Маргаовитский массив.) Шл. 49/Б. Николи скрещены. Ув. $\times 60$ раз.

По оптическим константам Б.М. Меликсетян относит Vi из Тежсарского комплекса с 45% железистой составляющей к ряду лепидомеланов.

Из диаграммы следует, что Vi из щелочно-земельных пород характеризуются низкой магниальностью и, наоборот, повышенной железистостью, что приближает их к лепидомелану.

Биотиты из щелочной серии эволюционируют от богатых MgO разновидностей до лепидомелановых Vi , причем отношение $\text{MgO}/\Sigma\text{FeO}$ последовательно уменьшается за счет увеличения сидерофиллитовой составляющей. Последнее, вероятно, обусловлено повышением потенциалов щелочности при переходе от парагенезисов II поля (Тежсар, Бундук и др.) к IV полю (Гарнасар) и легко объяснимо изовалентным изоморфизмом $\text{Mg}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$.

Из сказанного вытекает, что Vi могут быть отнесены к группе слюд – истонит-лепидомелан, причем количество TiO_2 уменьшается от ранних к поздним дифференциатам, а количество $(+\text{H}_2\text{O})$ резко возрастает от Vi из кварцевого диорита к щелочным сиенитам.

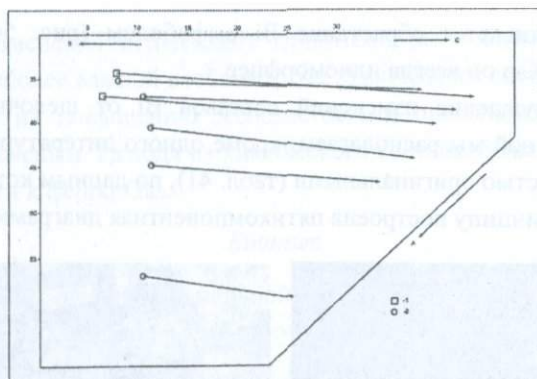


Рис. 65. Пятикомпонентная диаграмма составов биотитов из пород щелочно-земельной и щелочной серий. I – биотит из пород щелочноземельной серии; II – биотит из пород щелочной серии.

Таблица 41

Оксиды	Гж -71	Гж-56	Г-28	Г-32	Т-31	ПМБ-10	ПМБ-11
	Геджалинский массив, кв.диорит	Хндзорутский интрузив, кв.диорит	Гарнасарский массив, щелочной сиенит		Тежсар, щелочной сиенит	Бундукский массив, щелочной сиенит	Маргаовитский массив, сиенитогранит
SiO ₂	35,38	34,90	34,31	35,60	39,05	35,80	36,51
TiO ₂	3,10	3,00	3,50	2,95	0,90	2,40	2,40
Al ₂ O ₃	13,94	13,01	18,31	18,99	12,23	12,68	14,52
Fe ₂ O ₃	3,80	3,24	1,91	1,99	3,38	4,31	2,76
FeO	17,25	18,38	16,44	15,46	9,16	13,67	12,81
MnO	0,71	-	0,85	0,71	1,34	1,13	0,80
CaO	2,52	3,00	3,30	3,85	4,95	4,45	4,84
MgO	10,58	9,68	10,50	9,86	19,10	11,58	13,85
Na ₂ O	0,38	0,70	0,65	0,80	1,09	0,56	0,38
K ₂ O	10,35	9,60	7,35	6,75	7,44	8,98	6,78
+H ₂ O		0,35	0,48	0,30	0,71	0,70	0,71
П.п.п	0,23	2,77	2,99	2,50		2,75	2,88
Сумма	98,24	98,63	100,59	99,76	99,41	99,11	99,24
Аналитик	Р.Абгарян, Г.Даникян	Р.Абгарян, Г.Даникян	Р.Абгарян, Г.Даникян		А.Петросян	Р.Абгарян	Г.Даникян
Автор	Р.Геворкян	Р.Геворкян	Р.Геворкян		Б.Меликсетян	А.Павленко и Р.Геворкян	

Гж-71:



Гж-56:



F28:



F31:



T-31:



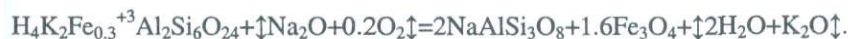
ПМБ-10:



ПМБ-11:



Зачастую Vi в нефелиновых и щелочных сиенитах замещается мелким серицитом (район Лермонтово, пос. Лисий совхоз, г. Тежсар) и Mt , что связано с наложением процесса альбитизации и описывается реакцией:



Сфен

Сфен среди аксессуарных минералов является наиболее распространенным в породах щелочной серии, составляя до 1%. В шлифах из гранодиоритов и сиенито-диоритов щелочно-земельного комплекса обнаружены лишь единичные зерна Sph. Напротив, особенно богаты Sph псевдолейцитовые сиениты, гибридные породы и пегматиты (от 2 до 5%). В ощутимых количествах он присутствует также в породах четвертой фазы – порфировидных сиенито-гранитах (до 2–3%).

При этом наблюдаются две генерации Sph:

I. Магматический Sph, образующий крупные медово-желтые идиоморфные клиновидные или конвертообразные кристаллы.

II. Поздний Sph, образующий коричневатые «дендритоподобные» скопления вблизи темноцветных минералов, особенно развит в метасоматических измененных породах. В этих случаях Sph явно лейкоксенизирован.

Химический состав сфена из пород щелочной серии и их кристаллохимические формулы

Окислы	T-20	T-41	ПМБ-11
	Нефелиновый сиенит Тежсар, опыт. карьер, р. Такаярлу	Щелочной сиенит, г. Архошан, Кольцинтузив	Порфиroidный сиенито-гранит, Амзачиманский массив
SiO ₂	29,77	29,58	30,12
TiO ₂	30,99	29,03	28,81
Al ₂ O ₃	9,02	10,14	10,60
Fe ₂ O ₃	2,37	2,13	2,13
FeO	0,14	0,35	0,35
MnO	-	-	-
MgO	сл.	сл.	сл.
CaO	26,14	26,14	27,08
Na ₂ O	0,12	0,17	0,12
K ₂ O	0,10	0,21	0,20
H ₂ O	0,42	0,25	0,10
П.п.п.	0,26	0,66	0,27
Сумма	99,33	99,56	99,78
Аналитик	Р.Абгарян	Р.Абгарян	Р.Абгарян
Автор	Р.Геворкян	Р.Геворкян	А.Павленко Р.Геворкян

T-20: $(\text{Ca}_{0,93}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,05})_{0,99}(\text{Ti}_{1,01}\text{Al}_{0,47}\text{Fe}_{0,08}^{+3})_{1,56}[\text{Si}_{0,57}\text{Ti}_{0,43}]\text{O}_5$;

T-41: $(\text{Ca}_{1,06}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,09})_{1,16}(\text{Ti}_{0,85}\text{Al}_{0,44}\text{Fe}_{0,06}^{+3})_{1,35}[\text{Si}_{0,56}\text{Ti}_{0,44}]\text{O}_5$;

ПМБ-11: $(\text{Ca}_{1,20}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,01})_{1,22}(\text{Ti}_{0,91}\text{Al}_{0,52}\text{Fe}_{0,06}^{+3})_{1,49}[\text{Si}_{0,54}\text{Ti}_{0,46}]\text{O}_5$.

Наряду с зернами Sph с прямым погасанием встречаются ромбовидные кристаллы с косым погасанием, напоминающие рамзаит. Для характеристики химического состава магматического Sph мы располагаем тремя анализами. Выше приводятся данные анализов Sph и их рассчитанные кристаллохимические формулы.

Гранаты

Gr встречаются преимущественно в эндоконтактной фации нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Тежсарского Центрального интрузива и составляют в породе до 2–5%, однако в ряде случаев (район г. Кер-оглы, р. Тежагет) содержание его достигает 20–25%, образуя гранатые нефелиновые сиениты.

Кроме того, Gr широко распространены также и в щелочных сиенитах Кольцевой интрузии (до 3%), среди кварцсодержащих сиенитов и жильных дериватов (микросиениты, пегматиты и т.д.).

В нефелиновом и псевдолейцитовом сиените Gr обростаёт амфиболом и образует в самой поздней структурной группе ксеноморфные скелетообразные порфиробласты в поле развития Pl и структурно играет как бы роль Vi (рис. 50). Представлены они меланитом (шорломитом) и Andr.

Меланит

Наиболее распространённый из Gr меланит представлен двумя генерациями:

I. *Магматический* черносмолистый идиоморфный меланит образует правильные ромбододекаэдры, достигающие в породе 2–3 см в поперечнике. Наиболее идиоморфен Gr среди пегматоидных нефелиновых сиенитов;

II. *Метасоматический* поздний буро-коричневый, серый меланит образует мелкодисперсные скопления вокруг Mt, Sph и Am.

Ранний Gr чаще всего ассоциирует в поздней структурной группе с Gas, Vi и Ksp, образуя равновесные парагенезисы. О его генезисе мы уже упоминали в разделе «гранатовые нефелиновые сиениты».

Показатели преломления в фосфорных сплавах для рядаgrossуляр-андрадит-меланит колеблются от 1,76 до 1,84.

Некоторые разновидности Gr из фации нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Г.П. Багдасарян относит к бороланиту. В нашем распоряжении имеются четыре химических анализа Gr, из которых один извлечен из нефелиновых сиенитов верховьев р. Уляшик и является оригинальным (см. табл. 43). Для примера рассчитана кристаллохимическая формула Gr из нефелинового сиенита (Т-48), формулы других аналогичны и поэтому опущены:



Анализ химических составов Gr демонстрирует богатство андрадитовой составляющей и повышенное содержание TiO_2 (2,39–3,43, вес%), что весьма типично для Gr ряда меланит-андрадитов. Об этом же свидетельствует приведенная пятикомпонентная векторная диаграмма (рис. 66). Наибольшую магнезиальность обнаруживает Gr (Т-48), она сведена

до нуля у меланита №П-3 из пегматита. Железистая составляющая характеризуется стабильностью FeO/Fe_2O_3 и преобладанием окисного железа. Особых вариаций не испытывает содержание глинозема.

Таблица 43

Химический состав меланитов из пород Тежсарского комплекса

Окислы	П-2	П-3	П-4	Т-48
	Нефелин-меланитовый пегматит	Меланитовый пегматит	Нефелиновый сиенит с меланитом	Нефелиновый сиенит с гранатом
SiO ₂	36,00	36,56	34,26	33,15
TiO ₂	2,39	0,66	3,43	2,80
Al ₂ O ₃	9,93	5,92	6,41	4,36
Fe ₂ O ₃	20,31	22,75	19,52	21,03
FeO	1,91	2,65	3,11	2,38
MnO	сл.	2,40	2,14	2,55
CaO	29,03	28,58	30,16	30,60
MgO	0,44	0,11	0,68	2,30
ZrO ₂	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	-	-	-	-
TR ₂ O ₃	-	-	-	-
Na ₂ O	0,06	0,11	0,12	0,27
K ₂ O	0,04	-	0,04	0,12
П.п.п.	0,40		0,53	сл.
Сумма	100,55	99,71	100,43	99,56
Аналитик	А.Петросян	А.Петросян	Е.Свержинская	Р.Абгарян Г.Даникян
Автор	Г.Багдасарян	А.Мидян	В.Котляр	Р.Геворкян

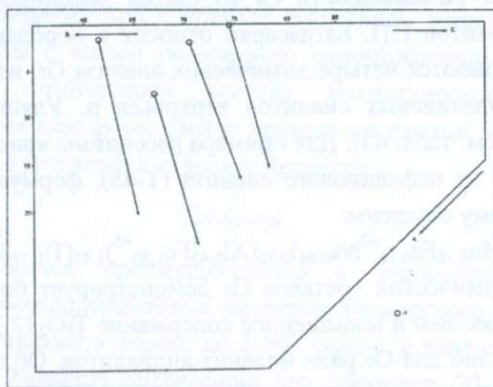


Рис. 66. Пятикомпонентная диаграмма составов гранатов из щелочных пород Тежсарского комплекса.

Цеолиты

Цеолиты занимают среди породообразующих минералов щелочных пород области значительное место. В породах Тежсарского массива они образуются по нефелину и заполняют пустоты вместе с другими вторичными минералами. Однако наиболее крупные выделения цеолитов наблюдаются, как уже упоминалось ранее, в породах Гарнасарского массива.

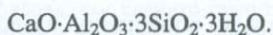
Среди среднезернистых и мелкозернистых эффузивного облика пород краевых фаций щелочных сиенитов (арменитов) цеолиты матово-белого, розоватого цвета образуют волокнистые, радиально-лучистые скопления, зачастую образуя «розы». Один из образцов (№64) цеолита имеет показатель преломления $n_e=1,513\pm 0,0002$, при этом удлинение оказалось отрицательным, а оптический знак + (?); $C:Np=0^0-20^0$.

Ниже приводится химический анализ этого цеолита, выполненный в ГЕОХИ АН СССР А.И. Ермишкиной.

Таблица 44

№	№ образца	Окислы, вес%										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
1	64	46,60	-	27,27	-	-	нет	12,35	0,8	нет	13,95	100,96

Как видим, приведенные данные свидетельствуют о принадлежности данного образца цеолита к *сколециту* с формулой



Ранее указывалось на обнаружение предыдущими исследователями среди пород Гарнасарского массива цеолитов томсонитового ряда. По-видимому, здесь мы имеем широкий набор цеолитов различного состава, это должно послужить основанием для дальнейшего детального их изучения.

* * *

Кроме описанных выше минералов, в щелочных и щелочно-земельных породах Базумо-Памбакской области содержатся также ряд второстепенных породообразующих минералов, таких как Q, Aps, Cap и др., а также обширная группа аксессуариев.

*Петрохимический анализ формирования магматических серий
Базумо-Памбакской области*

Как уже было показано выше, в палеогеновом магматическом цикле центральной Армении принимают участие выделенные на основании геологических и петрохимических данных щелочно-земельная и щелочная серии горных пород. Мы рассматриваем эти континентальные серии соответственно толеитового и оливин-щелочно-базальтоидного типа как производные родоначальной *базальтоидной* магмы (рис. 67).

Важнейшими из них являются:

1. Принадлежность большинства пород комплекса к «нормальному» петрохимическому типу.
2. Четко выраженный калиевый характер преобладающего числа пород, в том числе нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов.
3. Обогащенность (в сравнении со средними составами Дэли) пород комплекса K_2O и Fe_2O_3 и обедненность Na_2O и FeO и др.

Подобная общая петрохимическая характеристика, оставаясь вполне справедливой, не может считаться в настоящее время достаточной для решения генетических вопросов петрологии и геохимии пород области. Мы не ставим здесь целью рассмотрение уже известных из обширной литературы положений о количественно-петрохимических особенностях пород палеогенового магматического цикла центральной Армении.

Укажем лишь, что С.И. Баласаняном и Б.М. Меликсетяном проведена значительная работа по обобщению известного петрохимического материала. Последний на основании более 130 химических анализов выяснил ряд петрохимических особенностей пород щелочного комплекса и развил представления об автономном существовании Базумского средне-эоценового щелочно-земельного комплекса и Памбакского верхнеэоценового щелочного, субщелочного комплекса.

При этом указывается, что оба эти комплекса характеризовались различным ходом дифференциации и развитием присущих им эффузивных и интрузивных фаций. В связи с этим Б.М. Меликсетян пишет, что «...петрохимическая эволюция габброидов и гранитоидов Базумского хребта (Лермонтовский, Геджалинский и Хндзорутский массивы) протек-

кает самостоятельно и *независимо* от формирования Тежсарского щелочного комплекса...».

С такой «независимой» позицией обеих магматических серий области мы не можем согласиться. Это видно из изложенных ниже представлений.

Анализ широкого петрохимического материала, основанного на обработке свыше 280 химических анализов по различным магматическим образованиям Базумо-Памбакской области позволил проследить связанный ход формирования щелочно-земельной и щелочной серии и сделать ряд важных генетических выводов.

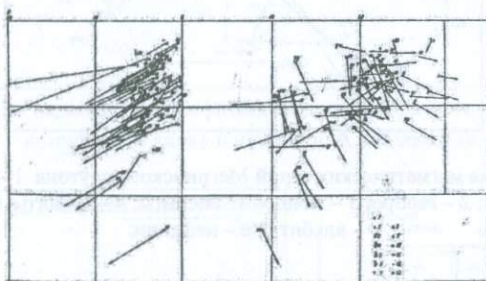


Рис. 67. Диаграмма химических составов интрузивных пород центральной части Памбакского хребта, по Г.П. Багдасаряну.

1 – Псевдолейцитовые сиениты; 2 – нефелиновые и щелочные сиениты крупнокристаллические; 3 – нефелиновые и щелочные сиениты среднезернистые; 4 – контактовые роговики; 5 – пегматиты щелочных пород; 6 – гидротермально измененные щелочные породы; 7 – порфировидные сиенито-граниты Амзачимана; 8 – монзониты; 9 – гранодиориты; 10 – кварцевые диориты; 11 – габбро-диориты; 12 – по материалам автора; 13 – по анализам предыдущих исследователей. Н – гадингстито-нефелиновый сиенит Ишима, Нз – эгирино-нефелиновый сиенит Ишима; Н – нефелиновый сиенит, по Дэли; Щ – щелочной сиенит, по Дэли; М – монзонит, по Дэли; Г – гранодиорит, по Дэли.

Отправной гипотезой для всех построений принята кристаллизационная дифференциация базальтоидного расплава при наличии кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве в условиях различной щелочности.

Анализ, проведенный А.С.Павленко на примере комплексов пород Вост. Тувы, Минусинских котловин и Мегринского плутона (рис. 68), показал справедливость выдвинутого Д.С. Коржинским положения о

зависимости путей кристаллизации эвтектических и котектических составов от режима щелочности (рис. 24).

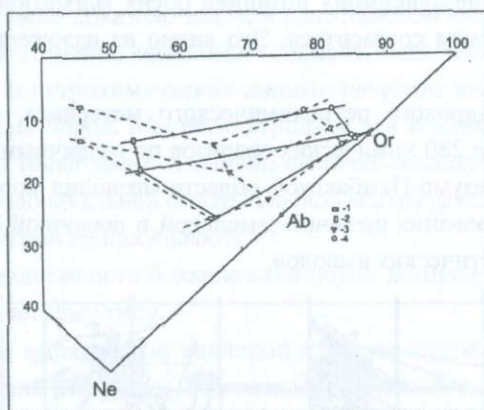


Рис. 68. Диаграмма магматических серий Мегринского плутона. 1 – ультраосновные щелочные породы; 2 – габбро; 3 – монзонит-сиениты; 4 – граниты. Or – ортоклаз; Ab – альбит; Ne – нефелин.

В свете этого следует напомнить, что известный реакционный ряд Боуэна остается справедливым лишь при определенных условиях щелочности или соотношении потенциалов K_2O и Na_2O . С повышением или понижением потенциалов щелочей будут меняться парагенезисы минералов и их последовательность. Д.С. Коржинский выделил для гранитоидов пять полей щелочности с различными парагенетическими отношениями и соответственно пять реакционных рядов кристаллизации (рис. 24).

Известные трудности возникали при рассмотрении дивариантных четырехминеральных парагенезисов нефелиновых пород. Однако, А.С. Павленко совместно с Л.В. Филипповым была рассчитана диаграмма также и для нефелиново-сиенитовых пород, исходя из шестиминерального парагенезиса тералита, принятого за нонвариантный (рис. 69). Общеизвестно, что возрастание щелочности расплавов ведет к повышению потенциалов оснований в порядке понижения их электроотрицательности $(K,Na) > Ca > (Mg,Fe)$, причем индикатором повышения потенциалов K^+ и Na^+ служит расширение полей кристаллизации щелочных шпатов.

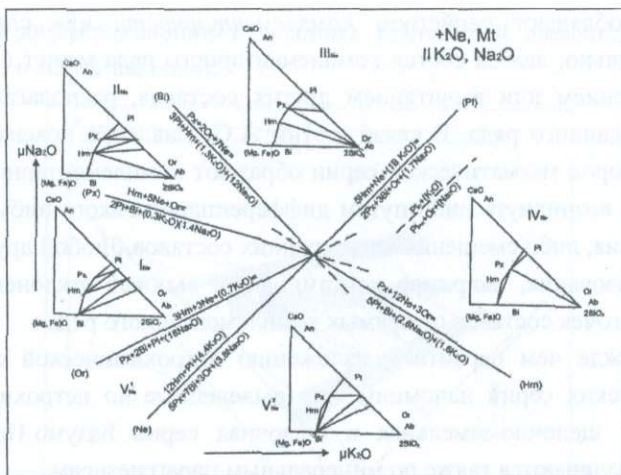


Рис. 69. Диаграмма парагенезисов нефелиновых пород в зависимости от химических потенциалов калия и натрия по А.С. Павленко.

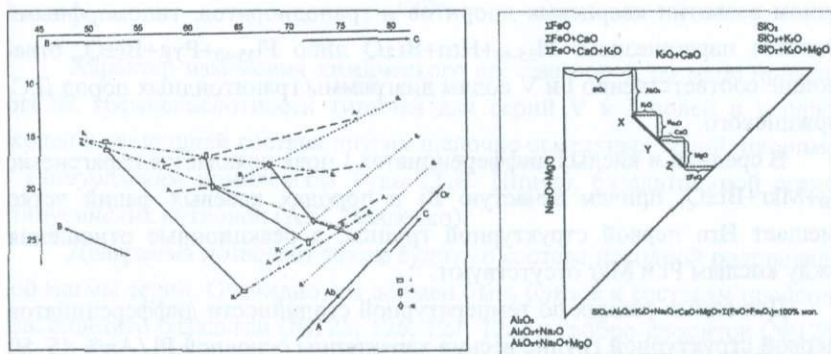


Рис. 70. Совмещенная диаграмма щелочно-земельной и щелочной серий. 1 – Габбро-пироксениты и габбро-перидотиты; 2 – габбро-диориты; 3 – сиениты. Семикомпонентная диаграмма по В.Н. Лодочникову.

На основании указанных выше теоретических представлений петрохимическую эволюцию магматических серий Базумо-Памбакской области поможет проследить с достаточной очевидностью семикомпонентная диаграмма В.Н. Лодочникова (рис. 70).

Несколько слов о самом методе. Особенностью этого метода является то, что фигуративные точки составов, располагающиеся на одних

прямых, обладают свойством *комплементарности* или слагаемости. Следовательно, любой состав комплементарного ряда может быть получен сложением или вычитанием других составов, располагающихся в пределах данного ряда. В связи с этим А.С. Павленко поясняет: «Если составы пород магматической серии образуют комплементарный ряд, то она могла возникнуть либо путем дифференциации какого-нибудь исходного состава, либо смещения магм крайних составов. Любой другой механизм образования, например контаминация, вызовет отклонение фигуративных точек составов от прямых комплементарного ряда».

Прежде чем перейти к изложению петрохимической структуры магматических серий напомним, что выделенные по петрохимическим признакам щелочно-земельная и щелочная серии Базумо-Памбакской области различаются также по минеральным парагенезисам.

В щелочно-земельной серии, представленной рядом от габбро, габбро-диоритов и андезитов-базальтов до плагиогранитов при преимущественном развитии кварцевых диоритов и гранодиоритов, типоморфными являются парагенезисы: $Pl_{35-40}+Hgn+Bi\pm Q$ либо $Pl_{35-40}+Pyg+Bi\pm Q$, отвечающие соответственно I и V полям диаграммы гранитоидных пород Д.С. Коржинского.

В средних и кислых дифференциатах I поля появляется парагенезис $Pl_{20}+Mkg+Bi\pm Q$, причем зачастую Bi в породах краевых фаций четко замещает Hgn первой структурной группы, а реакционные отношения между кислым Pl и Mkg отсутствуют.

Для самых ранних по температурной стадийности дифференциатов в первой структурной группе весьма характерны основной Pl ($An\%$ 45–50 и более), обычно сохраняющийся в ядрах зональных и обратнотональных зерен, Pyg и салит- Aug , интенсивно замещаемый Hgn .

Бликие или аналогичные парагенетические отношения минералов развиты в породах эффузивной фации – туфопорфиритовой серии нижне-среднего эоцена.

Главной особенностью диаграммы является то, что точки анализов от габбро-диоритов (№124) до гранодиоритов (№135) ложатся на прямые линии, т.е. образуют комплементарный ряд. Это подтверждает принадлежность всех пород к единой серии, возникшей в результате кристалли-

зационной дифференциации в условиях постоянной щелочности (П.Н. Кропоткин и А.С. Павленко).

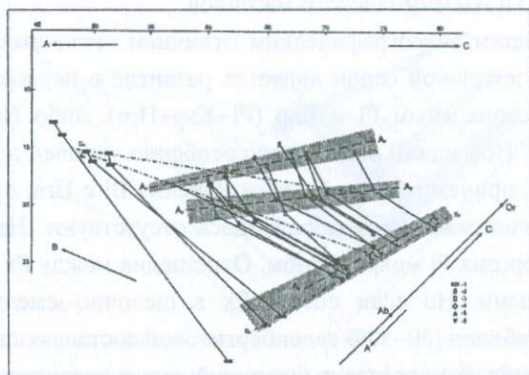


Рис. 71. Диаграмма составов пород щелочно-земельной серии Базумо-Памбакской области. 1 – Габбро-перидотиты, габбро-пироксениты и габбро; 2 – базальты и порфириды; 3 – габбро-диориты; 4 – монцониты; 5 – кварцевые диориты; 6 – гранодиориты.

Характер изменения химического состава пород по мере повышения их кремнекислотности типичен для серий V и I полей и в целом сходен с эволюцией состава других щелочно-земельных серий, например с Таннуольским комплексом Тувы (Т.В. Пинус), базальтоидной серией Минусинских котловин (А.С. Павленко).

Диаграмма позволяет также судить о составе исходной родоначальной магмы серии. Очевидно, он должен быть близок к составам порфиридов, андезито-базальтов (№125, 126, 127, 128) и габбро-диоритов (№124). Геологически это вполне оправдано, поскольку основные эффузивы по Г.П. Багдасаряну и К.А. Мкртчяну являются одними из наиболее распространенных пород среднеэоценового магматизма Базумо-Памбакской области.

С позиций количественной оценки эволюции компонентов следует отметить, что параллельно с увеличением кремнекислотности убывает содержание Al_2O_3 при стабильном поведении щелочей и общем понижении ΣFeO , MgO и CaO .

Представление о петрохимической эволюции щелочной серии дает диаграмма на рис. 72. Щелочная серия, как известно, представлена нефе-

линовыми сиенитами, монцонитами, щелочными и кварцевыми сиенитами, граносиенитами и сиенито-гранитами Тежсарского, Бундукского, Гарнасарского и Амзачиманского массивов.

Важнейшим петрографическим отличием щелочных пород от пород щелочно-земельной серии является развитие в первых парагенезиса Hrn с обратнотональным Pl и Ksp ($Pl+Ksp+Hrn$), либо Hrn с Vi и Ksp ($Ksp+Hrn+Vi$). Последний парагенезис особенно типичен для кварцсодержащих пород, причем реакционные отношения Vi с Hrn , столь характерные для щелочно-земельных пород, здесь отсутствуют. Напротив, четко проявлена коррозия Pl микроклином. Отношения между Px и Am остаются реакционными. Но если состав Px в щелочно-земельных породах достаточно стабилен (30–50% геденбергитовой составляющей) и близок к Pug , то вариации его состава в щелочной серии значительно шире – от 20–30 до 80–90% геденбергитовой молекулы. В щелочных и нефелиновых сиенитах внешние зоны Px обогащаются эгириновым компонентом. А Am изменяются от эденита до ферро- Gas и Gas .

Все отмеченные парагенетические отношения уверенно свидетельствуют о принадлежности значительного большинства пород щелочной серии ко II полю щелочности или переходному парагенезису от V к II полям. Сохранение типоморфного парагенезиса II поля – $Ksp+Hrn+Vi$ – как в нефелиновых, так и в кварцсодержащих породах свидетельствует, как уже отмечалось ранее А.С. Павленко, об одинаковых уровнях (или по крайней мере одинаковых соотношениях) потенциалов K_2O и Na_2O , имевших место при формировании пород различной кремнекислотности.

Для эффузивных аналогов щелочной серии (щелочных трахиандезитов, кератофиров, ортофиров и эпилейцитовых порфиров) щелочность также соответствует II полю, ибо в группе вкрапленников характерна ассоциация щелочного шпата с Am , которые соответственно замещают зональный Pl и моноклиновый Px , а в основной массе – ассоциации щелочного шпата, Am и Vi .

Следует отметить, что помимо доминирующих парагенезисов II поля в породах щелочной серии изредка наблюдаются парагенезисы: $Ksp+Pug+Hrn$ (II поле Тежсарский массив) и $Ksp+Pug+Vi$ (IV поле, Гарнасарский массив), отвечающие еще более высокой калиевой щелочности.

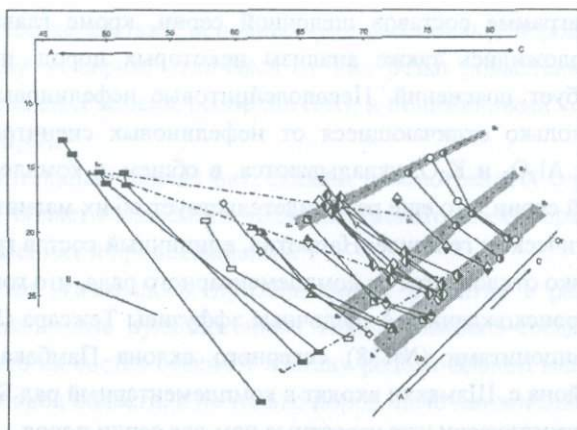


Рис. 72. Диаграмма составов пород щелочной серии Базумо-Памбакской области. 1. Габбро-перидотиты, габбро-пироксениты и габбро; 4. Монцониты; 7. Щелочные эффузивы; 8. Нефелиновые сиениты (Тежсар); 9. Сиениты (Бундук); 10. Щелочные сиениты; 11. Псевдолейцитовые сиениты(Тежсар); 12. Кварцсодержащие сиениты (Тежсар); 13. Порфиroidные сиенито-граниты, граносиениты и граниты.

Огромный интерес вызывают наблюдаемые факты необычной последовательности выделения минералов в породах щелочной серии. При этом весьма обычны замещение и обрастание V_i роговой обманкой, а также ритмичная обратная зональность P_1 и др. Эти явления объясняются с генетических позиций в последней главе.

На представленной ниже диаграмме комплементарности щелочной серии, так же как и в случае щелочно-земельной серии, составы пород щелочной серии от нефелиновых сиенитов Тежсара до сиенито-гранитов Маргаовитского (Амзачиманского) массива укладываются в комплементарный ряд. Уже беглый взгляд на рис. 72 обнаруживает резкие петрохимические отличия щелочной серии от щелочно-земельной. Наклоны комплементарных линий и данные таблицы анализов показывают, что от нефелиновых сиенитов до сиенито-гранитов и гранитов происходит резкое уменьшение содержания Al_2O_3 , умеренное уменьшение щелочей и ΣFeO при постоянном или даже слегка возрастающем содержании MgO и CaO . Необходимо учитывать также, что кремнекислотность всей щелочной серии и особенно ее поздних дифференциатов оказывается значительно более высокой, чем в щелочно-земельной серии.

На диаграмме составов щелочной серии, кроме главных типов пород, расположились также анализы некоторых пород, присутствие которых требует пояснений. Псевдолейцитовые нефелиновые сиениты (№142), несколько отличающиеся от нефелиновых сиенитов высоким содержанием Al_2O_3 и K_2O , укладываются, в общем, в комплементарный ряд щелочной серии, что еще раз свидетельствует об их магматическом, а не метасоматическом генезисе. Напротив, единичный состав гранодиорита (№145) резко отклоняется от комплементарного ряда, что говорит о его гибридном происхождении. А щелочные эффузивы Тежсара (№140, 139) вместе с монцонитами (№138) северного склона Памбака и габбро (№123) из района с. Шамахян входят в комплементарный ряд Бх-, Бу-, Бз- и связывают генетически уже известные нам две серии пород.

Своеобразную группу пород, отличную по своим петрохимическим и петрографическим признакам как от пород щелочно-земельной, так и щелочной серии представляют габбро, габбро-пироксениты (анкарамиты) и габбро-перидотиты Лермонтовского массива. Их главными отличительными особенностями являются: во-первых, наличие Ol, ромбического Pх (En_{95}) и очень основного Pl (до An_{92-94}), во-вторых, отчетливый ксеноморфизм моноклинного Pх, приближающегося к чистому Di, по отношению к Hгп и даже Vi. В ряде случаев отмечается включение Hгп и Vi в Di и замещение Hгп диопсидом. Следует отметить также наличие очень ранних генераций Pl, одновременных с Ol и предшествующих En, а также обратную зональность Pl с кислым ядром и основной периферией.

Таким образом, для ультраосновных пород Лермонтовского массива также характерна *обратная* последовательность и обратные реакционные отношения минералов, необъяснимые с позиций обычной температурной последовательности.

Важной отличительной чертой этих пород от андезито-базальтовых и гранитоидных образований области является развитие Di вместо уже описанного Pуг, широко участвующего в щелочно-земельных породах региона. Последний факт примечателен для суждения об уровне щелочности расплава и занимает значительное место в ряду уже описанных выше необъяснимых обычной эвтектической кристаллизацией взаимоотношений минералов.

Химические составы основных–ультраосновных пород не попадают ни в одну из серий, отличаясь от них резко повышенными содержаниями щелочных земель, особенно CaO, и пониженными количествами щелочей и Al_2O_3 .

Сравнительный анализ петрохимии рассмотренных серий Базумо-Памбакской области позволяет высказать некоторые соображения о их взаимоотношениях и происхождении.

Как уже указывалось, преобладающее развитие в районе имеют андезито-базальтовые вулканогенные толщи нижнего–среднего эоцена. Допустим, что их состав отвечает составу родоначальной магмы всех изверженных пород области, а не только пород щелочно-земельной серии.

Начальные члены щелочной серии резко отличны по своему составу от андезито-базальтов, обнаруживая по сравнению с ними значительный избыток SiO_2 и щелочей и недостаток двухвалентных оснований и железа. Следовательно, если допустить, что исходная магма щелочной серии возникла из андезито-базальтовой магмы, то одновременно должен был образоваться некоторый «остаток», соответственно обедненный кремнекислотой и щелочами и обогащенный двухвалентными основаниями и железом.

Сравнение диаграмм на рис. 71 и 72 показывает, что составу такого «остатка» отвечают габбро-пироксениты Лермонтовского типа. Особенно это наглядно видно на совмещенной диаграмме, где сиениты щелочной серии, габбро-диориты и андезито-базальты щелочно-земельной серии и ультраосновные породы укладываются в единый комплементарный ряд.

Сравнение соответствующих анализов №№ 122, 124 и 146 демонстрирует достаточно точный баланс компонентов, а именно дефицит двухвалентных оснований и железа в сиенитах по сравнению с габбро-диоритами почти равен их избытку в габбро-пироксенитах, а избыток в первых кремнекислоты и щелочей компенсирует их недостаток в ультраосновных породах.

Таким образом, габбро-пироксениты и др. Лермонтовского массива можно рассматривать как ранние продукты кристаллизационной дифференциации, отщепление которых от исходной андезито-базальтовой магмы привело к образованию магмы сиенитового состава, родоначальной

для щелочной серии. Пространственная близость габбро-пироксенитов с сиенитами Тежсара, Бундука и Гарнасара, а также тектоноструктурная приуроченность их к одной зоне с Бундукской интрузией подтверждают генетическую взаимосвязь пироксенитов и щелочных пород.

Причиной появления ранних основных дифференциатов, исходя из данных парагенетического анализа, следует считать повышение щелочности (потенциала калия) в отдельных очагах базальтовой щелочно-земельной магмы. Распределение компонентов в рассматриваемых сериях действительно свидетельствует в пользу этой причины. Следствием принципа кислотно-основного взаимодействия является усиление различий в силе кислот и оснований с повышением щелочности. Это ведет, в свою очередь, к усилению дифференциации компонентов между начальными и конечными членами серий при повышении щелочности. Для SiO_2 этот эффект ярко подтверждается диаграммами (рис. 71 и 72). Относительные изменения компонентов CaO , $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ и Al_2O_3 при расщеплении состава щелочно-земельной магмы на габбро-перидотитовый дифференциат и щелочной остаток столь же отчетливо прослеживаются с помощью совмещенной для I и II полей треугольной диаграммы плавкости (состав-парагенезис).

Область анхизвтектических составов щелочно-земельной серии занимает промежуточное положение по содержанию рассматриваемых компонентов между анхизвтектическими областями щелочных и ультраосновных пород. При этом щелочная анхизвтектика оказывается резко обогащенной Al_2O_3 . Аналогичную закономерность вскрывает анализ распределения MgO и FeO , которое на диаграмме магнезиально-железистого отношения (рис. 73) характеризуется отношением $\text{MgO}/[\text{MgO} + \Sigma\text{FeO}]$.

Ультраосновные дифференциаты оказываются отчетливо более магнезиальными, а серия щелочных пород более железистой по сравнению с щелочно-земельной, что также соответствует порядку основности рассматриваемых компонентов (например, $\text{э.о. Mg} < \text{э.о. Fe}$).

Необъяснимым, на первый взгляд, является повышение магнезиальности в пределах щелочно-земельной и щелочной серий в сторону увеличения кремнекислотности. Это явление может быть вызвано выделением избыточного Mn на высокотемпературной стадии кристаллизации.

Как мы видели из предыдущей главы, железистость темноцветных минералов к концу дифференциации увеличивалась, причем в щелочной серии этот эффект выражен значительно резче, чем в щелочноземельной.

Таким образом, вся сумма петрохимических признаков базальтоидной формации* центральной Армении и парагенетические отношения в ее членах средней и высокой кремнекислотности могут быть полностью объяснены повышением щелочности (потенциала калия) при образовании щелочной серии из исходной щелочно-земельной магмы в соответствии с реакцией перехода с (V) I на II поле щелочности:



Представления о петрохимической структуре палеогеновых магматических пород Базумо-Памбакской области могут быть также значительно дополнены при рассмотрении поведения важнейших щелочных элементов – калия и натрия.

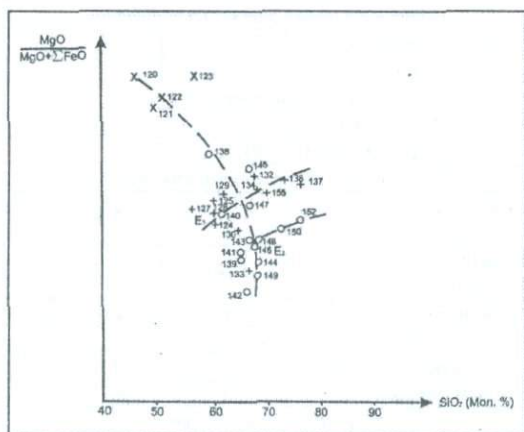


Рис. 73. График магниально-железистого отношения в породах Базумо-Памбакской области. Пунктирная линия – изменение отношения в породах щелочной серии, сплошная в породах – щелочно-земельной.

Из таблицы 45 видно, что ход количественной эволюции накопления калия и натрия в процессе формирования щелочно-земельной и

* Изложенный механизм формирования щелочных массивов для базальтоидных формаций предложен А.С. Павленко.

щелочной серий не был равноценным. Если в породах ранних фаз наблюдается преобладание Na над K и отношение K/Na колеблется от 0,54 до 1,04, то в породах щелочной серии весьма наглядно демонстрируется резко калиевый характер пород. Примечательно, что для пород наиболее высокой щелочности (IV поля, Гарнасарский массив) K/Na-отношение среди интрузивных образований является наивысшим и равно 1,85.

Таблица 45

Средние содержания K и Na и отношение K/Na для главных типов пород Базумо-Памбакской области

№	Породы	Число анализов	K, вес. %	Na, вес. %	K/Na
1	2	3	4	5	6
<i>Лермонтовский массив</i>					
1	Габбро-перидотиты, оливинные габбро-пироксениты и др.	3	0,60	1,1	0,54
I. ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ					
<i>Геджалинская группа интрузивов</i>					
2	Габбро-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты	7	1,5	2,5	0,60
<i>Вмещающие эффузивы</i>					
3	Андезит-базальты, андезиты	7	2,6	2,5	1,04
II. ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ					
<i>Тежсарский щелочной комплекс</i>					
4	Трахиандезиты, эпилейцитовые трахиандезиты и трахиты	6	5,3	3,3	1,60
5	Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты	14	4,7	3,8	1,24
6	Щелочные сиениты	8	6,1	3,5	1,74
<i>Жильные породы</i>					
7	Нефелиновые сиенито-аплиты	1	4,6	6,1	0,74
8	Эпилейцитовый порфир	1	6,7	2,0	3,3
<i>Бундукский массив</i>					
9	Щелочные сиениты	7	5,3	3,6	1,48
<i>Гарнасарский массив</i>					
10	Щелочные сиениты	7	5,3	2,9	1,83
<i>Амзачиманский массив</i>					
11	Порфириовидные сиенито-граниты и граносиениты	5	3,5	2,8	1,25

На диаграмме K/Na отношения (рис. 74), показано разделение щелочно-земельной и щелочной серий пород по количеству щелочей и отношению K/Na. Интересно, что средние содержания в родоначальных

андезито-базальтах располагаются на диаграмме в пограничной для обеих серий области (граница серий выделена пунктирной линией).

Среди пород щелочной серии небольшим и близким K/Na -отношением выделяются наиболее крайние дифференциаты ненасыщенной и насыщенной SiO_2 субсерий: нефелиновые сиениты и порфиroidные граносиениты. Это обстоятельство еще раз убедительно демонстрирует общность судеб пород обеих субсерий.

Среди щелочных сиенитов породы Тежсара оказываются более калиевыми, чем породы Бундукского массива при почти близком натриевом обликe. Рекордным K/Na -отношением обладают жильные эпилейцитовые порфиры (3,3).

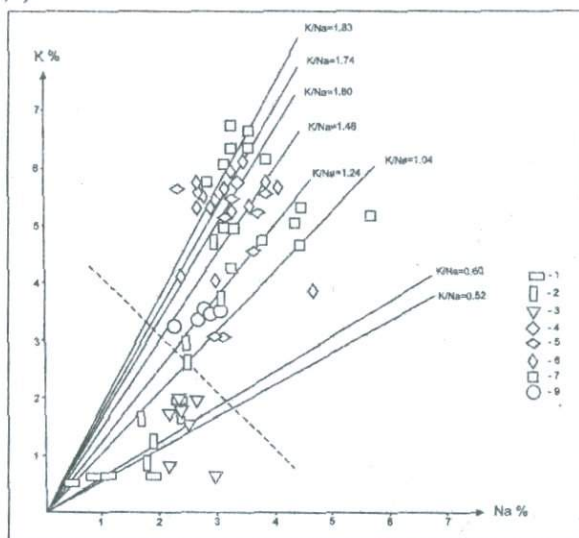


Рис. 74. Соотношения калия и натрия в породах палеогенового магматического комплекса Базумо-Памбакской области. 1. Ультрабазиты (Лермонтово); 2. Андезитобазальты, андезиты и др.; 3. Кварцевые диориты, гранодиориты; 4. Монцониты; 5. Трахиандезиты, трахиты и др.; 6. Сиениты, щелочные сиениты и др.; 7. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты; 8. Порфиroidные сиенито-граниты.

Распределение калия и натрия по отдельным образцам пород области и средние содержания получены на основании анализа методом фотометрии пламени (аналитик Ю.Б. Холина, ГЕОХИ АН СССР). Средние данные по породам массивов показаны в таблице 45.

На рис. 74 весьма наглядно видно также, невзирая на значительную близость отношения K/Na , некоторое обособление средних содержаний щелочей в апотектичных ультрабазитах от пород щелочно-земельной серии. Вместе с тем необходимо отметить, что общее повышение количества щелочей происходит за счет абсолютного накопления калия в более поздних дифференциатах, а содержание натрия остается низким и относительно равнозначным.

Показанный выше калиевый облик щелочных пород области специфичен и отличен от других щелочных массивов, как например, Хибинского плутона, массива Мороту (Сахалин) и мн. др., но вместе с тем весьма схож с массивом Сандык (В.И. Злобин). Указанная калиевая специфика наших пород с еще большей убедительностью свидетельствует о генетическом родстве пород области и резко отражается на геохимическом поведении редких щелочей. Высокая и возрастающая калиевость пород находит свое отражение в смене «низкощелочных» парагенетических соотношений минералов на «высокощелочные» и, в частности, в раннем образовании Bi , упреждающем в ряде случаев Am .

Рассмотрение распределения калия и натрия по минералам пород всех интрузивных массивов показывает (см. таблицы 46, 47), что во всех случаях в породах щелочной серии главное количество калия приходится на калиевые полевые шпаты, в значительно меньших количествах он локализуется в биотитах и нефелине.

Среди минералов щелочно-земельных пород наибольшие содержания калия приходятся на Pl и Bi .

Натрий фиксируется в щелочно-земельной серии, как видно из таблицы 47, главным образом в Pl и Rx , в то время как в породах щелочной серии главными носителями натрия являются Ksp , Ne и Am .

Показанный характер распределения калия и натрия в породах области находит, как увидим далее, свое отражение также в характере и закономерностях распределения в тех же породах редких щелочных металлов – лития и рубидия.

Изучение распределения щелочей в щелочных породах центральной Армении показало весьма своеобразную петрохимическую черту этих образований, выразившуюся в их *плюмазитовой* (в понимании В.И.

Герасимовского) природе. Все без исключения типы щелочных пород области обладают отношением $(Na + K)/Al < 1$.

Таблица 46

Распределение К по минералам в главных типах магматических пород Базумо-Памбакской области

Минералы	Содержание минерала в породе, %	Содержание К в минерале, г/т	Количество К в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	Количество К в данном минерале %	Общее содержание К в породе, г/т
1	2	3	4	5	6
<i>Лермонтовский массив</i>					
№ Л-83	Оливиновый габбро-пироксенит				
Плагиоклаз	25	4900	1225	20,2	
Пироксен	60	1200	720	12,0	
Сумма	86		1945	32,2	6000
I. ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ					
<i>Геджалинский массив</i>					
№ Гж-71	Кварцевый диорит				
Плагиоклаз	55	19400	10670	62,7	
Кварц	5	2000	100	0,6	
Пироксен	15	2100	315	1,8	
Амфибол	5	11100	555	3,3	
Биотит	10	53300	5330	31,4	
Сумма	90		16.970	99,8	17,000
II. ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ					
<i>Тежсарский комплекс</i>					
№ Т-20	Роговообманковый нефелиновый сиенит				
КШП	50	87200	43500	69,0	
Плагиоклаз	5	18900	945	1,5	
Нефелин	25	62000	1550	2,5	
Пироксен	2	не опр.	-	-	
Амфибол	10	18600	1860	3,0	
Биотит	1	не опр.	-	-	
Сфен	3	610	183	0,3	
Сумма	96		4787,33	76,3	63,000
№ ПМБ-4	Щелочной сиенит				
КШП	60	90100	54060	95,0	
Пироксен	15	не опр.	-	-	
Амфибол	10	15300	1530	2,7	
Биотит	5	не опр.	-	-	
Сфен	3	3900	117	0,2	
Сумма	93		55707	97,9	57,00

1	2	3	4	5	6
№ Т-41	Трахит				
КШП	70	74800	52360	98,6	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	15	18300	124	0,8	
Биотит	2	не опр.	-	-	
Сфен	3	1400	42	0,1	
Сумма	95		52826	99,5	53,000
<i>Бундукский массив</i>					
№ ПМБ-10					
КШП	65	57100	37915	67,5	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	14	14800	2071	3,5	
Биотит	5	74500	3725	6,3	
Сфен	3	не опр.	-	-	
Сумма	92		43712	77,3	59,000
<i>Гарнасарский массив</i>					
№ Г-29	Щелочной сиенит (арменит)				
КШП	80	66000	52800	92,5	
Пироксен	5	1200	60	0,1	
Амфибол	2	не опр.	-	-	
Биотит	5	49700	2485	4,3	
Сфен	1	не опр.	-	-	
Цеолит	5	не опр.	-	-	
Сумма	98		55345	96,9	57,000
<i>Амзачиманский массив</i>					
№ ПМБ-11	Роговообманковый-микроклиновый сиенит-гранит				
КШП	55	55200	30360	89,5	
Кварц	10	1300	130	0,4	
Пироксен'	8			-	
Амфибол	15	7000	1050	3,1	
Биотит	5	46300	2315	6,8	
Сфен	2	не опр.	-	-	
Сумма	95		33855	99,8	34000

Так, для роговообманковых нефелиновых сиенитов (Тежсар) это отношение равно 0,86. И, следовательно, исследованные щелочные породы характеризуются типичными плюмазитовыми (миаскитовыми) парагенизисами минералов.

Б.И. Злобин при изучении агпаитности щелочных пород г. Сандык обратил внимание на то, что ассоциации темноцветных минералов агпаитового характера появляются в породах с плюмазитовым обликом. Вмес-

те с тем он выяснил, что общеизвестный коэффициент агпаитности не вскрывает огромной роли избыточного натрия при образовании агпаитовых Na-содержащих минералов. В связи с этим им было предложено новое выражение коэффициента агпаитности:

$$\text{Na}[\text{Al-K}] = \text{Na}/\Delta\text{Al}.$$

Здесь демонстрируется тот недостаток или избыток Na по отношению к той части алюминия (ΔAl), которая после фиксирования основного его количества вместе со щелочами в ранних алюмосиликатах (полевые шпаты, Ne и др.) остается в расплаве.

Таблица 47

Распределение Na по минералам в главных типах магматических пород Базумо-Памбакской области

Минералы	Содержание Na минерала в породе, %	Содержание в минерале, г/т	Количество Na в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	Количество Na в данном минерале, %	Общее содержание в породе Na, г/т
1	2	3	4	5	6
<i>Лермонтовский массив</i>					
№ Л-83	Оливиновый габбро-пироксенит				
Плагиоклаз	25	9700	2425	27,2	
Пироксен	60	3000	1800	20,1	
Сумма	85		4225	47,3	9000
I. ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ					
<i>Геджалинский массив</i>					
№ Гж-71	Кварцевый диорит				
Плагиоклаз	55	34200	18810	85,5	
Кварц	5	2300	115	0,5	
Пироксен	15	2700	405	1,8	
Амфибол	5	5300	265	1,2	
Биотит	10	3400	340	1,5	
Сумма	90		19935	90,5	22000
II. ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ					
<i>Тежсарский комплекс</i>					
№ Т-20	Роговообманковый нефелиновый сиенит				
КШП	50	16000	8000	24,2	
Плагиоклаз	5	33300	1665	5,0	
Нефелин	25	87500	21875	66,5	
Пироксен	2	не опр.	-	-	
Амфибол	10	12500	1250	3,8	
Биотит	1	не опр.	-	-	

1	2	3	4	5	6
Сфен	3	1000	30	0,1	
Сумма	96	32820		99,6	33000
№ ПМБ-4	Щелочной сиенит				
КШП	60	34700	20820	61,2	
Пироксен	15	не опр.	-	-	
Амфибол	10	17000	1700	5,0	
Биотит	5	не опр.	-	-	
Сфен	3	3	3800	114	0,3
Сумма	93		22634	66,5	34000
№ Т-41	Трахит				
КШП	70	23700	16590	50,3	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	15	14100	2115	6,4	
Биотит	2	не опр.	-	-	
Сфен	3	1000	30	0,1	
Сумма	95		18735	56,8	33000
<i>Бундукский массив</i>					
№ ПМБ-10	Щелочной сиенит				
КШП	65	44900	29185	88,5	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	14	19400	2716	8,2	
Биотит	5	4100	205	0,6	
Сфен	3	не опр.	-	-	
Сумма	92		32106	97,3	33000
<i>Гарнасарский массив</i>					
№ Г-29	Щелочной сиенит (арменит)				
КШП	80	24500	19600	72,5	
Пироксен	5	4700	235	0,9	
Амфибол	2	не опр.	-	-	
Биотит	1	3900	195	0,7	
Сфен	1	не опр.	-	-	
Цеолит	5	не опр.	-	-	
Сумма	98		20030	74,1	2700
<i>Амзачиманский массив</i>					
№ ПМБ-11	Роговообманковый-микроклиновый сиенит-гранит				
КШП	55	47000	25850	89,3	
Кварц	10	1000	100	0,3	
Пироксен	8	не опр.	-	-	
Амфибол	15	7800	1170	4,0	
Биотит	5	2800	140	0,5	
Сфен	2	не опр.	-	-	
Сумма	95		27260	94,1	29000

на кривые щелочных ассоциаций, соединяясь с точками пород щелочной серии области (№141 и др.). Этот факт может служить дополнительным подтверждением правомерности изложенных выше генетических построений.

Индикатор меланократовости – параметр «В» – не испытывает значительных вариаций, что также оправдано петрографическими наблюдениями. Наиболее высокое значение параметра «А» – для нефелиновых сиенитов Тежсара (№141) и наименьшее – для сиенитогранитов (№152).

Как мы видим, все отмеченные важные петрохимические особенности формирования щелочно-земельной и щелочной серий области также, как и характер парагенетических ассоциаций, состав минералов в породах различной кремнекислотности, т.е. на разных стадиях дифференциации и т.п., полностью согласуются с принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах и влиянием щелочности на котектические и эвтектические составы.

Таким образом, увязывая предложенный выше механизм образования обеих серий пород с процессом эволюции главных естественных ассоциаций магматических пород, закономерно появление щелочных горных пород, которые ограничены ассоциациями повышенной щелочности II, III и IV полей.

Геохимические особенности и поведение редких элементов при образовании магматических серий центральной Армении

Настоящая глава посвящена анализу распределения некоторых редких элементов для выяснения ряда геохимических эффектов, связанных с изменением условий щелочности при формировании щелочно-земельной и щелочной серий Базумо-Памбакской области центральной Армении.

Как известно, эти эффекты теоретически были рассмотрены и обоснованы Д.С. Коржинским. Показано было, что поведение породообразующих и редких элементов в процессах фракционной кристаллизации управляется наряду с температурой кислотно-основным взаимодействием компонентов в расплавах, а их содержания в породах зависят от щелочности, при которой последние формировались.

Перед нами стояла задача по выяснению роли и влияния температуры и щелочности на распределение ΣTR , Li, Rb, Pb, Mo в породах

палеогенового магматического комплекса центральной Армении вообще, и в щелочных породах в частности.

В целом, редкие элементы служили нам индикаторами изменения физико-химических условий в расплаве для проверки генетических представлений о роли изотермической апотектической кристаллизации при образовании уже известных магматических серий.

Некоторые замечания и методика исследования

В данной главе приводится фактический материал по распределению в породах Базумо-Памбакской области следующих элементов: ΣTR , Li, Rb, Pb, Mo. Ранее было показано распределение в породах таких петрогенных элементов, как K и Na. Не все элементы изучены с одинаковой детальностью, так как Li и Rb, а также K и Na определены как в породах, так и в главных породообразующих минералах из всех магматических фаз и массивов. С меньшей детальностью рассмотрены Mo и Pb.

Все количественные определения основаны на применении точных современных методов анализа: фотометрии пламени (K, Na, Li, Rb), химико-рентгеноспектрального (ΣTR) и количественного спектрального (Mo, Pb).

Ниже приводится краткая характеристика методик определения этих элементов.

Для анализа мы располагали более 65 образцами наиболее характерных представителей неизменных пород области, причем большая часть образцов взята из щелочных массивов. Как правило, пробы отбирались по уже известной из литературы методике опробования магматических образований весом не менее 10–15 кг и с профилей петрографических разрезов. При этом распределение проб по всей площади объекта было равномерное. Опробованию подверглись почти все разновидности пород, развитые в пределах области.

Для аналитических работ проба считалась готовой после тщательного дробления, квартования и истирания до пудры (около 200–250 мш.). С целью получения чистых мономинеральных фракций породообразующих минералов пробы отмывались на концентрационном столике, затем производились магнитная и электромагнитная сепарация, далее флотация,

деление в тяжелых жидкостях, электролитическое и электростатическое обогащение и т.д. Окончательная очистка производилась под бинокулярной лупой.

Разделение светлоцветных минералов производилось методом окрашивания и по методике разбавленных растворов тяжелых жидкостей.

Редкоземельные элементы (р.з.э.)

Р.з.э. определялись в образцах, представляющих главные разновидности пород магматических серий и субсерий Базумо-Памбакской области, в большинстве охарактеризованных силикатными анализами. Их петрографическая характеристика дана в таблице 48, а содержания р.з.э. в породах даны в таблице 49.

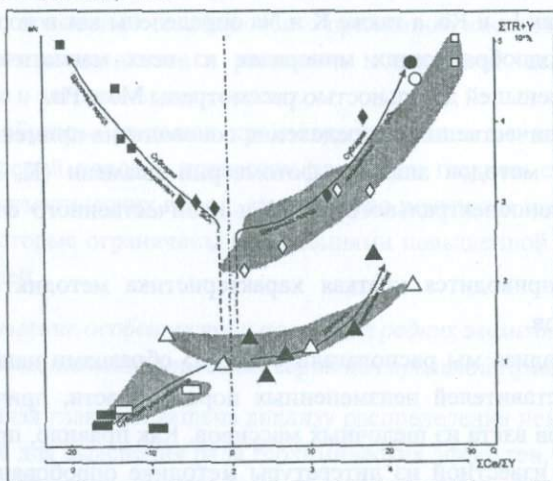


Рис. 75. Совмещенная диаграмма петрохимической эволюции и изменения содержания и отношений редкоземельных элементов в палеогеновых магматических породах Базумо-Памбакской области. Черные значки – точки $[a/c-Q]$; светлые значки – точки $[\Sigma TR-\Sigma Ce/\Sigma Y]$; черные стрелки – линии петрохимической эволюции. Заштрихованы области точек р.з.э. в породах субсерий ультрабазитов, щелочноземельной и щелочной серий. Прямоугольники – габбро-пироксениты и габбро-перидотиты; треугольники – базальты, диориты, гранодиориты; ромбы – сиениты, граносиениты; квадраты – нефелиновые сиениты; кружки – граниты (номера, отмеченные звездочкой – средние анализы пород соответствующих групп).

На рис. 75 сведены по наиболее характерным петрохимическим параметрам a/c и Q все проанализированные на р.з.э. составы пород.

Результаты изучения распределения р.з.э. в зависимости от главных петрохимических черт различных пород показаны ниже.

На основании петрографических фактов об обратном порядке кристаллизации минералов, петрохимических признаков и т.д. на ней выделены, апотектическая субсерия щелочных пород, эвтектическая щелочно-земельная серия, эвтектические субсерии щелочных пород, насыщенных и ненасыщенных SiO_2 .

Если рассмотреть поведение р.з.э. в магматических сериях центральной Армении с позиций уже известной нам гипотезы, то наиболее важные и главные особенности распределения р.з.э. представляются следующим образом:

1. В щелочно-земельной серии от наиболее ранних дифференциатов (ан. 1–3) к поздним (ан. 4) наблюдается двукратное обогащение цериевыми р.з.э. при неизменном или несколько понижающемся содержании иттриевых р.з.э. и иттрия. Вместе с тем соответственно возрастает отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ и валовое содержание р.з.э.

2. В породах щелочной серии содержание суммы р.з.э. в 2–3 раза выше, чем в породах щелочно-земельной, причем легкие лантаноиды накапливаются в несколько большей степени, чем тяжелые и иттрий. С этим связаны в целом несколько более высокие отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ и Ce/Nd в щелочных породах по сравнению с щелочно-земельными.

3. Тенденция в изменении содержаний индивидуальных р.з.э., их суммы и отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ от ранних дифференциатов к поздним в пределах щелочных эвтектических субсерий та же, что и в щелочно-земельных, т.е. значения ΣTR , $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ возрастают к концу дифференциации (анализы 11, 12, 13 в табл. 50).

4. В габбро-пироксенитах и габбро-перидотитах Лермонтовского массива по сравнению с исходными габбро-диоритами наблюдается значительное снижение содержаний цериевых р.з.э. при сохранении содержаний тяжелых лантаноидов. Это ведет к отчетливому их уменьшению и в этой группе пород.

5. Содержания и отношения р.з.э. хорошо коррелируются с содержаниями порообразующих элементов и петрохимическими параметрами, отражающими эволюцию последних в магматических сериях.

Петрографическая характеристика проб Базумо-Памбакской области, проанализированных на р.з.э.

№ п.п.	№ обр.	Адрес	Петрографическая характеристика	Поля (фазии) щелочности
1	56	г. Геджали, Базумский хребет	Кварцевый диорит, роговообманково-биотитовый с реликтами Rх и зональным плагиоклазом. Совместно с Q появляется Ot.	I
2	71	Геджалинский хребет	Кварцевый диорит. Отчетливо реакционные отношения между Rх, Hгп и Vi	I
3	64	Памбакский хребет, Хндзорутский массив	Роговообманковый кварцевый диорит	I
4	23	Памбакский хребет, р. Тежагет	Роговообманково-биотитовый андезит	I
5	83	Лермонтовский массив	Оливиновый габбро-пироксенит. Rх замещает Hгп и образует совместно с OI более поздние по отношению к ней выделения	I-(II?)
6	42	Лермонтовский массив	Габбро-перидотит. Идиоморфные вкрапленники Rх и Pl в оливине	I-(II?)
7	82	Бундукский массив	Пироксеновый щелочной сиенит	
8	49	Гильютский массив (Гамзачиманский)	Роговообманково-биотитовый щелочной сиенит с реликтовой ассоциацией пироксен-биотит-обратнозональный плагиоклаз в ранней структурной группе	V-II
9	54	Памбакский хр. Тежсарский массив	Нефелиносодержащий сиенит. Ранняя ассоциация Rх-Vi-Pl замещается поздней - Hгп-микроклин-Ne.	V-II _{Ne}
10	46	Гильютский массив (Гамзачиманский)	Роговообманково-биотитовый грано-сиенит с реликтовой ассоциацией пироксен-обратнозональный плагиоклаз в ранней структурной группе	I-(V)-II
11	11	Гильютский массив (Гамзачиманский)	Роговообманково-биотитовый микроклиновый гранит с реликтами обратнозонального плагиоклаза в ранней структурной группе	I-(V)-II
12	63	Памбакский хр. пер. Архошан	Пироксен-биотитовый сиенит-трахит с микроклинизированными вкрапленниками обратнозонального Pl	I-II
13	20	Тежсар, р. Талярлу	Роговообманковый нефелиновый сиенит. В ранней структурной группе пироксен-плагиоклаз-нефелин	I-II

Анализы, проб	№ проб	Содержание р.з.э. в отношении $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, % Содержания индивидуальных редких земель							
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
			2						
1	56	12,5	26	3,3	15,5	4,5	1,5	5,3	1,5
			1,7						
2	71	11	23	3	13	3,5	0,75	3,7	
			1,7						
3	64	15	31	4,3	18,5	5	0,75	4,3	0,9
			1,8						
4	23	30	6	7	30	7,9	2,4	6,1	
			1,3						
5	83	7,5	15	2	8,5	2,5	0,83	2,5	0,6
			1,7						
6	42	2,8	5	0,9	3,5	1,3	0,65	2,1	0,5
			1,9						
7	82	27	55		29	5,8	1,6	5,8	1,4
8	49	50	120	14	50	11	4	8	
9	54	49	90	12	41	12	6	8,6	2
10	46	33	2	10	33	10		7	
			65						
11	11	80	150	14	59	11		9,5	
12	63	83	2,2	16	69	14	5	12	
			150						
13	20	94	2,2	18	72	14	3,6	12	
			160						

Примечательно, что в эвтектических сериях пород поведение р.з.э. подчиняется тем же закономерностям: увеличение к концу дифференциации отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ и накопления суммы р.з.э.

Весьма важным является то обстоятельство, что, как в насыщенной, так и в ненасыщенной SiO_2 субсериях щелочной серий, поведение р.з.э. идентично. Как мы уже знаем, появление той или иной серии обусловлено положением исходного состава щелочного «остатка» относительно температурного барьера в системах типа Q-Fo-Ne и Q-Di-Ne, совпадающего с сечениями Fo-Ab и Di-Ab.

Анализы, проб	№ проб	Содержание р.з.э. в отношении $\Sigma Ce/\Sigma Y$, %							
		Содержания индивидуальных редких земель							
		Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	$\Sigma Ce/\Sigma Y$	Tr_2O_3
1	56	7	1,7	3,4	2,8	0,7	33	1,2	0,014
2	71	4		1,7	1,2		18	1,9	0,01
3	64	2,8		1,1	0,8		14	3	0,012
4	23	4,3		1,6	1,5		15	4,3	0,02
5	83	3,1	0,6	1,5	1,6		14	1,5	0,007
6	42	2,2	0,6	1,5	1		13	0,65	0,0045
7	82	4,6		3	1,8		40	2,2	0,022
8	49	5		3	3		43	3,8	0,032
9	54	6		3,7	3		37	3,4	0,032
10	46	7		3	3		33	2,7	0,025
11	11			3,5	4		41	4,2	0,046
12	63	10		3,3	3,4		41	4,9	0,048
13	20	9,5	1,5	3,6	3	0,7	36	4,9	0,051

Колебания кремнекислотности в магматическом очаге Базумо-Памбакской области, связанные в основном с интенсивностью фракционной апотектической кристаллизации, и привели к образованию здесь обеих субсерий.

Таблица 51

Температуры плавления* окислов р.з.э. и кальция

Окислы	Температуры плавления, С ⁰
La_2O_3	2320
Ce_2O_3	1965
Sm_2O_3	2300
Eu_2O_3	2050
Gd_2O_3	2330
Dy_2O_3	2340
Y_2O_3	2410
CaO	2580

Развитие нефелина либо кварца не отражается на общем содержании р.з.э.; т.к. содержание в них р.з.э. ничтожно мало и соизмеримо. Идентичность поведения р.з.э. в обеих сериях, формировавшихся в рав-

* Е.М. Савицкий и др. Изд-во АН СССР. М., 1962.

ных условиях щелочности, свидетельствует о том, что главными факторами распределения р.з.э. служили температура и соотношение температур плавления отдельных р.з.э.

Как известно, при эвтектической кристаллизации происходит обогащение поздних дифференциатов р.з.э. и больше всего легкими лантаноидами. Это объясняется более низкими температурами плавления р.з.э. по сравнению с элементами носителями, в первую очередь с кальцием, и элементов цериевой группы по сравнению с иттриевой (таблица 51).

В работе Э.Е. Ванштейна и А.С. Павленко на примере генетически взаимосвязанных интрузивных образований показано обогащение фаций повышенной щелочности более основными р.з.э. И в этом смысле повышенные значения отношений Ce/Nd и $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в породах наших эвтектических субсерий II–II_{Ne} полей по сравнению с щелочно-земельными породами I–V полей не представляют исключения. Однако в данном случае некоторое *относительное* возрастание легких лантаноидов не может объяснить значительное повышение содержаний ΣTR в щелочных породах центральной Армении, в которых одновременно повышаются количества иттрия и иттриевых р.з.э. (таблица 50). Этот парадоксальный на первый взгляд факт может быть с успехом объяснен фракционной апотектической кристаллизацией. При повышении щелочности активность кальция, как более сильного основания, будет возрастать в большей степени, чем активность р.з.э. Поскольку кальций является главным изоморфным носителем р.з.э., то подобное изменение активности вызовет относительное накопление кальция по сравнению с р.з.э. в твердых фазах. Апотектическая кристаллизация родоначальной андезитобазальтовой магмы при повышении щелочности от уровня V–I полей до уровня II–II_{Ne} вызовет обеднение ранних дифференциатов (пироксенитов и габбро-перидотитов) р.з.э. и обогащение ими остаточного трахитового расплава. Для кальция, очевидно, распределение будет обратным. Как показано в табл. 52, значения отношения $CaO/\Sigma TR_2O_3$ в рассматриваемых породах полностью отвечают изложенному механизму их образования.

Некоторое смещение отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в сторону тяжелых лантаноидов, наблюдаемое в габбро-пироксенитах и габбро-перидотитах, по видимому, как показали Ю.А. Балашев и Е.М. Савицкий и др., обязано

кристаллохимической селективности пироксена в отношении тяжелых лантаноидов.

Таблица 52

Изменение отношения CaO и ΣTR_2O_3 в породах Центральной Армении

№ проб	56	71	64	23	83	42	82	49	46	11	63	20
Серия	Щелочно-земельная				Апотектич. щелочная		Щелочная серии					
CaO/ $\Sigma TR_2O_3 * 100$	5,0	8,0	5,6	1,7	23	28	1,7	1,2	1,0	0,6	1,0	0,8

Очевидно, что действие апотектической кристаллизации влечет за петрохимическим разрывом между апотектической и эвтектической щелочными субсериями и между последними и родоначальными эвтектическими щелочно-земельными породами также и к существенному разрыву в распространенности р.з.э. между указанными сериями пород. Но, с другой стороны, в эвтектических сериях и субсериях вслед за петрохимической эволюцией, показанной с помощью семикомпонентных диаграмм, естественно было полагать также и эволюцию в накоплении и распределении р.з.э. в соответствующих группах пород Базумо-Памбакской области.

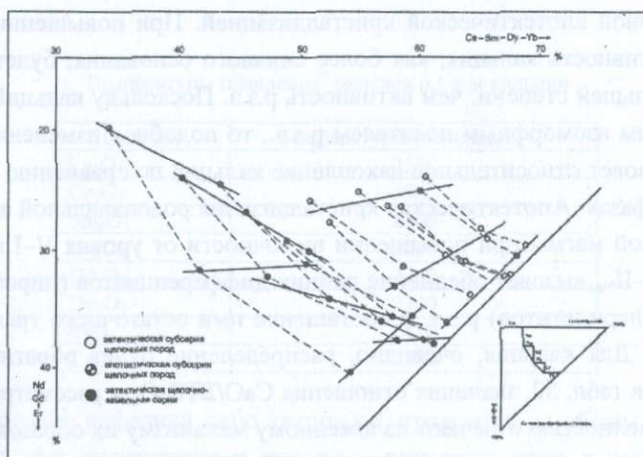


Рис. 76. Семикомпонентная диаграмма распространенности редкоземельных элементов в породах Базумо-Памбакского палеогенового магматического комплекса.

Исходя из этого, Ю.А. Балашев и А.Я. Шараськин построили по приведенным в таблице 50 данным оригинальную семикомпонентную диаграмму для р.з.э., из которой с очевидностью вытекают сходные с петрохимическими построениями выводы (рис. 76).

Рассмотрение поведения р.з.э. в породах Базумо-Памбакского комплекса подтверждает существование разрывов в распространенности р.з.э. между генетически связанными сериями и субсериями и в целом наглядно иллюстрирует действие механизма процесса апотектической кристаллизации. Таким образом, сложный характер распределения р.з.э. в магматическом комплексе Центральной Армении, включающем щелочно-земельные и щелочные базальтоидные породы, находится в соответствии с предложенным механизмом образования комплекса. Существенные разрывы в содержаниях и отношениях р.з.э. между отдельными сериями комплекса связаны с изотермической апотектической кристаллизацией. Напротив, в продуктах эвтектической кристаллизации содержания р.з.э. так же, как и породообразующих элементов, изменяются постепенно.

Литий

С целью изучения поведения лития в процессе эволюции магматического палеогенового комплекса области и кристаллизации щелочных пород было исследовано распределение этого элемента в породообразующих минералах всех главных типов магматических образований. Уже изложенный выше петрологический материал позволяет надеяться на удовлетворительные индикаторные способности лития для подтверждения предложенного механизма образования щелочных серий центральной Армении из базальтоидной магмы.

Данные, приведенные в таблице 53, свидетельствуют о том, что в породах щелочно-земельной серии литий преимущественно накапливается в Vi и Rx , а в щелочных породах – в Am . Надо заметить, что основная часть лития локализуется именно в темноцветных минералах, в то время как на долю Pl , Ksp и Ne приходится лишь примерно 1/3 всего его количества.

Среди темноцветных, как и следовало ожидать, наибольшей избирательной способностью по отношению к литию обладают Vi . В связи с

этим можно смело утверждать, что V_i является основным минералом-концентратом, ибо на его долю из щелочных сиенитов Бундукского и Гарнасарского массивов приходится 60,6–61,5% от всего количества лития в породе (13–14 г/т).

Таблица 53

Распределение Li по минералам в главных типах магматических пород Базумо-Памбакской области

Минералы, образцы	Содержание минерала в породе, %	Содержание в минерале Li, г/т	Количество Li в минерале при пересчете на 1г породы, г/т	Содержание Li в минерале, %	Общее содержание в породе Li, г/т
1	2	3	4	5	6
<i>Лермонтовский массив</i>					
№ Л-83	Оливиновый габбро-пироксенит				
Плагиоклаз	25	не опр.	-	-	
Пироксен	60	5	3	58,8	
Сумма	85		3	58,8	5,1
I. ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ					
<i>Геджалинский массив</i>					
№ Гж-71	Кварцевый диорит				
Плагиоклаз	55	не опр.	-	-	
Кварц	5	8	0,3	6,5	
Пироксен	15	5	0,75	16,3	
Амфибол	5	не опр.	-	-	
Биотит	10	34	3,4	74,0	
Сумма	90		4,45	96,8	4,6
II. ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ					
<i>Тежсарский комплекс</i>					
№ Т-20	Роговообманковый нефелиновый сиенит				
КШП	50	5,6	2,8	20,0	
Плагиоклаз	5	не опр.	-	-	
Нефелин	25	16	4,0	28,6	
Пироксен	2	не опр.	-	-	
Амфибол	10	59	5,9	42,1	
Биотит	1	не опр.	-	-	
Сфен	3	3	0,1	0,7	
Сумма	96		12,8	91,4	14
№ ПМБ-4	Щелочной сиенит				
КШП	60	7	4,2	33,6	
Пироксен	15	не опр.	-	-	
Амфибол	10	75	7,5	60,0	

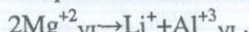
1	2	3	4	5	6
Биотит	5	не опр.	-	-	
Сфен	3	8	0,3	2,5	
Сумма	93		12,0	96,1	12,5
№ Т-41	Трахит				
КШП	70	2	1,4	11,7	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	15	44	6,6	55,0	
Биотит	2	не опр.	-	-	
Сфен	3	-	-	-	
Сумма	95		8,0	66,7	12
<i>Бундукский массив</i>					
№ ПМБ-10	Щелочной сиенит				
КШП	65	не опр.	-	-	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	14	35	4,9	37,7	
Биотит	5	160	8,0	61,5	
Сфен	3	не опр.	-	-	
Сумма	92		12,9	99,2	13
<i>Гарнасарский массив</i>					
№ Г-29	Щелочной сиенит (арменит)				
КШП	80	4,2	3,4	24,3	
Пироксен	5	25	1,2	8,6	
Амфибол	2	не опр.	-	-	
Биотит	5	170	8,5	60,6	
Сфен	1	не опр.	-	-	
Цеолит	5	не опр.	-	-	
Сумма	98		13,1	93,5	14
<i>Амзачиманский массив</i>					
№ ПМБ-11	Роговообманково-микроклиновый сиенито-гранит				
КШП	55	4	2,2	13,7	
Кварц	10	12	1,2	7,5	
Пироксен	8	не опр.	-	-	
Амфибол	15	18	2,7	16,9	
Биотит	5	170	8,5	53,1	
Сфен	2	не опр.	-	-	
Сумма	95		14,6	91,2	16

Совершенно аналогичную картину распределения лития по минералам показали почти все перечисленные выше исследователи. Вместе с тем примечательно, что В_i из щелочных субсерий в 2,5 раза богаче литием, чем В_i из щелочно-земельной эвтектической серии. Однако в

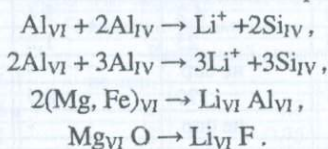
нашем случае, как и в породах г. Сандык, Hrn выступает в качестве конкурента Vi по концентрации лития. При переходе от существенно пироксенсодержащих щелочно-земельных пород к роговообманковым щелочным породам концентрация лития перемещается от Pх к Am, но все же его главным носителем продолжает оставаться Vi.

В названных выше работах детально разработаны кристаллохимические аспекты вхождения лития в решетки различных силикатов и алюмосиликатов. И потому мы осветим этот вопрос весьма кратко.

Общеизвестно, что литий, магний и закисное железо обладают близкими ионными радиусами ($Li^+ = 0,78 \text{ \AA}$, $Mg^{+2} = 0,78 \text{ \AA}$, $Fe^{+2} = 0,83 \text{ \AA}$, по В.М. Гольдшмидту) и вступают с кислородом в ионные связи. Считается также, что подобное кристаллохимическое сходство этих элементов обуславливает возможность их широкой изоморфной смесимости. Принятой и распространенной схемой гетеровалентного изоморфизма является:



Кроме того, А.И. Гинзбургом разработаны ряд вариантов и предложены для слюд несколько иные схемы гетеровалентных замещений:



Следует заметить, что почти во всех щелочных породах области изоморфное вхождение лития в решетки магнезиально-железистых минералов сопровождается значительным его накоплением в Ksp и Ne (см. таблицу 52). Несмотря на затруднения кристаллохимического порядка и большое отличие ионных радиусов натрия ($0,98 \text{ \AA}$) и калия ($1,33 \text{ \AA}$) от лития ($0,78 \text{ \AA}$), все же это явление имеет место и может быть объяснено присутствием лития в Ksp в рассеянной форме, а в Ne он имеет возможность занять (по Н.В. Белову) в бериллоподобной решетке полые шестерные каналы.

Серьезное значение для распределения лития по минералам имеет также порядок их кристаллизации. Так, относительно высокие содержания лития, обнаруженные в Hrn, Ksp и Ne, могут быть обусловлены более поздней кристаллизацией этих минералов (об их приуроченности к позд-

ним структурным группам уже говорилось ранее), так как накопленный к концу кристаллизации в расплаве литий уже не имел возможности «предпочтительного выбора» и вошел в решетки минералов, с которыми в обычных условиях он связывается «весьма неохотно».

Таблица 54

Средние содержания лития и его соотношения в главных типах пород
Базумо-Памбакской области

№	Породы	Число анализов	Li, %	Mg/Li	Fe ⁺² /Li	(Mg+Fe ⁺²)/Li	Rb/Li
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Лермонтовский массив</i>							
I.	Габбро-перидотиты, оливиновые габбро-пироксениты	3	0,00048	13120	10000	23420	2,8
I. ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ							
<i>Геджалинская группа интрузивов</i>							
2.	Габбро-диориты и кварцевые диориты	7	0,00048	3940	7300	11250	3,6
<i>Вмещающие эффузивы</i>							
3.	Андезиты-базальты, андезиты	7	0,00042	4140	6900	11050	8,6
II. ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ							
<i>Тежсарский щелочной комплекс</i>							
4.	Трахиандезиты, эпилейцитовые трахиандезиты и трахиты	6	0,0015	733	1400	2140	18
5.	Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты	14	0,0014	386	857	1245	20
6.	Щелочные сиениты	8	0,0013	339	770	1102	21,4
ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ							
7.	Нефелиновый сиенит аплит	1	0,0027	890	322	411	13,5
8.	Эпилейцитовый порфир	1	0,0018	339	977	1316	17,8
<i>Бундукский массив</i>							
9.	Щелочные сиениты	7	0,00118	585	1440	2022	19
<i>Гарнасарский массив</i>							
10.	Щелочные сиениты	7	0,0014	528	1308	1835	15,2
<i>Маргаовитский массив</i>							
11.	Порфириовидные сиенито-граниты и граносиениты	5	0,0015	573	867	1440	7,3

Обратимся к поведению лития в процессе формирования щелочно-земельной и щелочной серий. В таблице 54 показано распределение лития в породах обеих серий.

Из приведенной таблицы видно закономерное изменение содержания лития и его соотношений в последовательных членах обеих серий. Очевидно, что в процессе эвтектической кристаллизации происходит обогащение литием более поздних дифференциатов. С другой стороны, закономерно ожидать от лития, в силу кислотно-основного взаимодействия, определенной реакции на повышение щелочности в расплаве.

Особенности распределения лития в породах Базумо-Памбакской области отражены на рис. 77 и сводятся к следующему.

1. В щелочно-земельной серии от ранних дифференциатов (пр. 56, 71) к поздним (пр. 64) происходит общее повышение содержания лития, протекающее при увеличении Mg/Li - и уменьшении значений Fe^{+2}/Li -отношений.

2. В щелочной среде содержание лития в 10–15 раз выше, чем в щелочно-земельных породах, но колеблется в небольших пределах, и в целом его можно считать стабильным. Mg/Li -отношение здесь также варьирует в узких рамках и не претерпевает с ходом эвтектической кристаллизации серьезных изменений, оставаясь значительно меньшим, чем в щелочно-земельных породах.

3. В габбро-пироксенитах и габбро-перидотитах Лермонтовского массива среднее содержание лития хотя и близко или даже равно его содержанию в щелочно-земельной серии, но в сравнении с начальными членами щелочно-земельной эвтектической серии породы ультраосновной субсерии обеднены литием, а Mg/Li -отношение в ультрабазитах в значительной степени выше, чем в первых, и это свидетельствует о действии механизма апотектической кристаллизации. Причем характерно, что содержание лития в ультраосновной субсерии от ранних дифференциатов (пр. 83) к поздним (пр. 57) даже уменьшается.

4. Содержания лития и отношение Mg/Li хорошо коррелируется с петрохимическими параметрами, показывающими эволюцию магматических серий.

5. Необычайно важен факт идентичного поведения лития в ненасыщенной и насыщенной SiO_2 субсериях щелочных пород, обязанных своим

происхождением колебаниям кремнекислотности исходного щелочного расплава в процессе апотектической изометрической кристаллизации.

Таблица 55

Температуры плавления окислов лития, магния и закисного железа*

Окислы	Температуры плавления, С ⁰
Li ₂ O	>1700
MgO	2800
Fe ⁺² O	1420

* Handbook of Chemistry and Physics. 41st Edition, 1959–1960.

Из приведенных данных видно, что развитие Ne или Q в обеих субсериях ни в коей мере не сказывается серьезно на распределении лития, т.к. его концентрация в этих минералах ничтожно мала в сравнении с темноцветными минералами.

Здесь главным фактором, очевидно, является не щелочность, уровень которой в обеих субсериях примерно одинаков, а температура и соотношение температур плавления лития и его неизменного спутника магния.

5. В изменении содержания лития и отношения Mg/Li от ранних дифференциатов к поздним в пределах щелочных эвтектических субсерий наблюдается та же тенденция, что и в щелочно-земельной серии, т.е. протекает усиленное накопление лития.

Интересно отметить, что в средних составах щелочных сиенитов Бундукского и Гарнасарского массивов, ближе всего стоящих к составу исходного сиенитового «остатка», отношения Mg/Li и Fe⁺²/Li значительно выше, чем в конечных дифференциатах указанных выше щелочных субсерий.

Изучение отношений Mg/Li и частично Fe⁺²/Li в породах области показывает, что при возрастании щелочности активности Mg и Fe⁺² как более сильных оснований будут, естественно, возрастать интенсивнее, чем активность лития. Подобное распределение активностей вызовет относительно большее накопление магния и железа по сравнению с литием в твердых фазах. Так, Mg/Li-отношение в апотектичных ранних ультрабазитах является наивысшим. При этом апотектическая кристаллизация

родоначальной андезито-базальтовой магмы при повышении щелочности от уровня V-I полей до II-II_{Ne} полей неизменно должна привести к объединению ранних дифференциатов литием и к обогащению им сиенитовой остаточной магмы. А для магния распределение будет, естественно, обратным. Показанные в таблице 56 данные с очевидностью подтверждают изложенный механизм.

Таблица 56

Изменение отношения Mg/Li в важнейших представителях различных типов пород Базумо-Памбакской области

№ проб	56	71	64	23	83	42	41	82	29
Серия	Щелочно-земельная				Апотектическая субсерия		Щелочные субсерии		
Mg/Li*100	42,7	40,7	47,0	31,9	115,9	208	8,0	5,86	5,21

В данном случае, как видно из диаграммы на рис. 77, последнее условие строго выполняется, так как очевидно сильное обогащение литием щелочных субсерий.

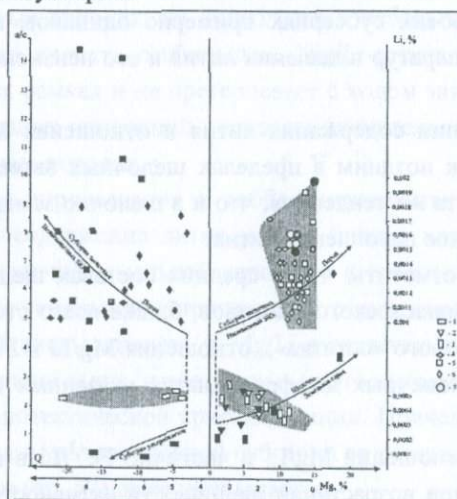


Рис. 77. Совмещенная диаграмма петрохимической эволюции и изменения содержания лития и отношения Mg/Li в палеогеновых магматических породах Базумо-Памбакской области. 1. Габбро-пироксениты и габбро-перидотиты. 2. Кварцевые диориты и гранодиориты. 3. Габбро-диориты, андезито-базальты и андезиты. 4. Трахиандезиты и трахиты. 5. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты. 6. Щелочные сиениты, сиениты и граносиениты (Т-Тежсар, Б-Бундук, Г-Гарнасар). 7. Порфиروفидные сиенито-граниты.

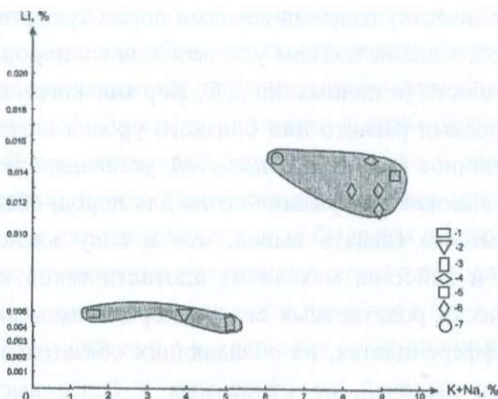


Рис. 78. Диаграмма зависимости средних содержаний лития от накопления щелочей (K+Na) в главных типах пород Базумо-Памбакской области. Внизу – породы апотектической щелочной субсерии и щелочно-земельной серии. Вверху – породы щелочных субсерий (насыщенных и ненасыщенных SiO_2).

Для выяснения влияния накопления щелочей (K+Na) на поведение лития в генетически родственных и связанных базальтоидных сериях щелочно-земельных и щелочных пород мы прибегли к помощи другой диаграммы (рис. 78), на которую нанесены средние значения цифр из таблицы 54.

Из обсуждения диаграммы вытекает, что, как следовало ожидать, щелочные породы, относимые к более высоким уровням щелочности (II–II_{Ne} и IV поля) и богатые щелочами, содержат литий значительно больше, чем щелочно-земельные породы I–V полей щелочности и менее обогащенные суммой щелочей. Порфирировидные же граносиениты, входящие в насыщенную SiO_2 субсерию щелочных пород области, обладают равным с последними уровнем щелочности (II–II_{Ne}), при этом содержат значительно меньше щелочей, но вместе с тем обладают *равным* с другими щелочными породами содержанием лития. Несколько иная картина выясняется при сравнении апотектичных ультраосновных дифференциатов с членами щелочно-земельной серии. При различных уровнях щелочности и различных количествах щелочей содержания лития как в тех, так и в других можно считать равными или близкими. Следовательно, с одной стороны, между контрастными как по *щелочности* (активностям щело-

чей), так и по количеству щелочей сериями пород существует необычное относительное обогащение литием ультраосновных пород более высокого уровня щелочности (в понимании Д.С. Коржинского), с другой стороны – между породами равного или близкого уровня щелочности, но содержащими различное количество щелочей, устанавливается равное или даже несколько высокое содержание лития для пород, обедненных щелочами. Отсюда можно сделать вывод, что в силу кислотно-основного взаимодействия и действия механизма апотектической кристаллизации литий в генетически родственных сериях пород накапливается преимущественно в дифференциатах, не обладающих обязательно повышенными количествами щелочей, но относимых к более высоким уровням щелочности.

Анализ упомянутой и других сходных диаграмм с указанных позиций как раз и привел нас к выводу о геохимически оправданном стремлении лития локализовываться при дифференциации базальтоидной магмы в эвтектических остаточных расплавах высокой щелочности. Отсюда можно сделать важный эмпирический вывод о том, что относительно высокие содержания лития характерны не только для высокощелочных пород, но и для пород, где ассоциации минералов устанавливают высокощелочные парагенезисы.

Коротко резюмируя сказанное, можно прийти к выводу *о существовании прямой корреляции между щелочностью расплава и накоплением в нем лития.*

Характерно, что в пределах щелочно-земельной серии и щелочных эвтектических субсерий имеют место те же закономерности, что и в ряде других эвтектических серий пород: массива г. Сандык, Сусамырского батолита (Л.В. Таусон и др.), а именно: увеличение содержания лития и убывание Mg/Li-отношения к концу процесса кристаллизации.

Многочисленные другие работы по геохимии лития в различных дифференцированных эвтектических сериях также подтверждают это эмпирическое положение. Оно может быть в первом приближении объяснено различием температур плавления лития и магния, а также изменением активностей последних в процессе кислотно-основного взаимодействия компонентов.

Из литературы известно о накоплении лития в породах, обогащенных фтором и хлором, что объясняется летучестью фторидов и хлоридов лития. Мы не располагаем данными по содержанию фтора или хлора в породах центральной Армении, в связи с этим всякие рассуждения беспочвенны. Лишь минералогические сведения о широком участии флюорита в составе пород Тежсарского комплекса могут быть косвенными данными для связывания здесь судьбы лития с фтором.

Сравнение абсолютных содержаний лития в породах палеогенового магматического комплекса центральной Армении с его концентрациями в породах различного класса и с кларковыми содержаниями демонстрирует следующее:

1. Содержания лития в щелочно-земельной серии и апотектичных ультрабазитах (0,00048%) весьма низкие и только в 2,4 раза выше кларка для ультраосновных пород (0,0002% – А.П. Виноградов) и более чем втрое ниже кларка для основных пород (0,0015%).

Эти геохимические факты убедительно свидетельствуют о принадлежности ранних магматических фаз области к базальтоидной магме, которой присуща необычайная бедность литием.

2. Содержания лития в породах щелочных субсерий (насыщенной и ненасыщенной SiO_2) варьируют в пределах от 0,0012 до 0,0015% и резко отличаются как от выведенного Б.И. Злобиным и Ж.И. Лебедевым кларка для щелочных пород – 0,0025%, так и от его содержаний в различных щелочных породах.

Ближе всего щелочные породы Армении подходят по содержанию лития к миаскитам Вишневых гор (0,0015% – Е.М. Еськова), щелочным сиенитам и трахитам Алдана (0,0010% – С.М. Кравченко и Е.В. Власова) и к массивным хибинитам Хибинского массива (0,0011% – Б.И. Злобин и Ж.Л. Лебедев).

Интересно, что количества лития в щелочных породах области достаточно сравнимы с кларковыми количествами для *основных* пород (0,0015% – А.П. Виноградов). Чрезвычайно низкие содержания лития в щелочных породах Базумо-Памбакской области безусловно связаны с его «наследственными» низкими содержаниями в родоначальной щелочно-земельной (базальтоидной) магме и могут быть, по-видимому, воспри-

няты как важный *геохимический критерий* при выяснении связи конечных продуктов дифференцированных магматических комплексов с тем или иным типом исходной магмы.

Следовательно, аномально низкие концентрации лития в щелочных породах центральной Армении могут быть обусловлены генетической связью последних с оливин-базальтоидной магмой и заведомо заниженными содержаниями лития в исходном щелочно-земельном расплаве.

Таковы важнейшие черты поведения лития в процессе формирования палеогенового магматического комплекса Базумо-Памбакской области.

Рубидий

Первые сведения по геохимии рубидия и о его присутствии в биотитах находим у В.И. Вернадского, впоследствии В.М. Гольдшмидт начал систематическое изучение особенностей распределения рубидия и впервые указал на геохимическую связь рубидия с калием.

Таблица 57

Распределение Rb по минералам в главных типах магматических пород Базумо-Памбакской области

Минералы, образцы	Содержание минерала в породе, %	Содержание в минерале Rb, г/т	Количество Rb в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	Содержание Rb в минерале, %	Общее содержание Rb в породе, г/т
1	2	3	4	5	6
<i>Лермонтовский массив</i>					
№ Л-83	<i>Оливинный габбро-пироксенит</i>				
Плагиоклаз	25	не опр.	-	-	-
Пироксен	60	не опр.	-	-	-
ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ					
<i>Геджалинский массив</i>					
№ Гж-71	<i>Кварцевый диорит</i>				
Плагиоклаз	55	не опр.	-	-	-
Кварц	5	21	1,05	7,7	-
Пироксен	15	-	-	-	-
Амфибол	5	не опр.	-	-	-
Биотит	10	121	12,1	88,5	-
Сумма	90		13,15	96,2	13,7

1	2	3	4	5	6
ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ					
<i>Тежсарский комплекс</i>					
№ Т-20					
КШП	50	170	85	29,8	
Плагиоклаз	5	15	0,75	0,3	
Нефелин	25	122	30,5	10,7	
Пироксен	2	не опр.	-	-	
Амфибол	10	-	-	-	
Биотит	1	не опр.	-	-	
Сфен	3	5	0,15	0,05	
Сумма	96		116,4	40,85	
№ ПМБ-4	Щелочной сиенит				
КШП	60	237	142,2	52,0	
Пироксен	15	не опр.	-	-	
Амфибол	10	75	7,5	2,6	
Биотит	5	не опр.	-	-	
Сфен	3	9	2,7	0,9	
Сумма	93		152,4	55,5	274
№ Т-41	Трахит				
КШП	70	160	112	41,5	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	15	не опр.	-	-	
Биотит	2	не опр.	-	-	
Сфен	3	не опр.	-	-	
Сумма	95		112	41,5	270
<i>Бундукский массив</i>					
№ ПМБ-10	Щелочной сиенит				
КШП	65	130	84,5	40,0	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	14	9	1,26	0,6	
Биотит	5	110	5,50	2,6	
Сфен	3	не опр.	-	-	
Сумма	92		91,26	43,2	217
<i>Гарнасарский массив</i>					
№ Г-29	Щелочной сиенит (арменит)				
КШП	80	190	151	77,0	
Пироксен	5	не опр.	-	-	
Амфибол	2	не опр.	-	-	
Биотит	5	168	8,4	4,2	
Сфен	1	не опр.	-	-	
Цеолит	5	не опр.	-	-	
Сумма	98		160,4	81,2	198

1	2	3	4	5	6
<i>Маргаовитский массив</i>					
№ ПМБ-11		Роговообманковый микроклиновый сиенито-гранит			
КШП	55	83	45,65	33,8	
Кварц	10	27	2,70	2,0	
Пироксен	8	не опр.	-	-	
Амфибол	13	32	4,80	3,6	
Биотит	5	381	19,05	14,1	
Сфен	2	не опр.	-	-	
Сумма	95		72,20	53,5	135

Рубидий определялся по известной пламенно-фотометрической методике как во всех типах магматических образований области, так и в породообразующих минералах главных типов пород.

Изучение таблицы 57 показывает, что основное количество рубидия сосредоточено в Ksp. Среди других минералов наибольшую концентрацию обнаруживает Вi. Это отклонение от общепризнанного правила концентрации рубидия в Вi вполне понятно и будет объяснено ниже.

В минералах из габбро-пироксенитов рубидий не был обнаружен, что вполне закономерно. А в породах щелочно-земельной серии рубидий на 88,5% тяготеет к Вi.

Для пород щелочных субсерий наименьшие количества рубидия обнаруживаются в сиенито-граните насыщенной SiO₂ субсерии, причем на долю Ksp здесь также приходится небольшое количество рубидия по сравнению с Ksp из других щелочных пород. Кроме того, характерно, что роговообманковые нефелиновые сиениты (Тежсар) содержат больше рубидия, чем пироксеновые щелочные сиениты IV поля щелочности (Гарнасар), что можно объяснить сравнительным богатством калием первых (6,3%) над вторыми (5,7%). В щелочных породах кроме Ksp и Вi в концентрировании рубидия определенная роль принадлежит также Pl, Am и Sph, хотя и их доля весьма скромна. Отдельной оговорки требует отношение к рубидию Ne, так как он локализует 10,7% от всего количества и породе. Рубидий концентрируется в Ne, по-видимому, вследствие привязанности к осязному количеству калия в его составе (4,67%).

Показанный факт тяготения рубидия к калиевым минералам хорошо согласуется с данными других авторов. Однако весьма характерным обстоятельством является предпочтительная приуроченность рубидия к Ksp , а не к Vi . Эта странная геохимическая особенность поведения рубидия в минералах пород центральной Армении, которая выражается в стремлении рубидия к «неудобной» для его большого иона ($1,49 \text{ \AA}$, по В.М. Гольдшмидту) решетке Ksp с координационным числом 10, оставляя в стороне более благоприятную для изоморфного вхождения решетку Vi с координационным числом 12, легко становится понятной и объяснимой при количественном сопоставлении Ksp и Vi . Уже из баланса минералов видно огромное количественное преобладание первого над вторым. Совершенно очевидно, что от меланократовых щелочно-земельных пород к лейкократовым щелочным породам количество Vi резко снижается вдвое и вместе с этим снижается также и доля Vi в балансе рубидия. Кроме того, зачастую немаловажную роль при этом играет некоторое отставание во времени кристаллизации Vi от Ksp .

Аналогичные данные по преимущественному накоплению рубидия и Ksp были получены также Л.В. Таусоном и О.Д. Ставровым при изучении распределения рубидия по минералам гранитоидов Сусамырского батолита и В.П. Волковым по Ловозерскому щелочному массиву.

Вместе с тем показанные в таблице 57 данные раскрывают еще одно важное обстоятельство в распределении рубидия в щелочных субсериях. В породах недосыщенной SiO_2 субсерии содержание рубидия в Vi несколько меньше, чем в ассоциирующих с ними Ksp , в то время как в сиенито-гранитах насыщенной SiO_2 субсерии это содержание значительно больше, чем в Ksp . Последнее обстоятельство также весьма характерно для гранитоидов Сусамырского батолита (Л.В. Таусон).

Еще В.И. Вернадский указывал на тесную геохимическую связь рубидия с калием, которая обуславливается тесной близостью их химических и кристаллохимических свойств. Последнее выражается в одинаковой валентности, характере ионной связи с кислородом и близости ионных радиусов ($K^+ - 1,33 \text{ \AA}$, $Rb - 1,49 \text{ \AA}$, по Ж.М. Гольдшмидту).

Именно поэтому в магматическом расплаве судьбы рубидия и калия крепко связаны. Одновременно с этим, при дифференциации расплавов проявляется некоторый антагонизм между этими элементами, связан-

ный с поисками более крупным ионом рубидия благоприятной решетки с координационным числом 12.

Однако в общем следует считать геохимическую связь рубидия со всей массой калия в породе весьма тесной. Отражение этой связи повсеместно при рассмотрении дифференцированных магматических комплексов.

Проследим указанную связь в эволюционном ряду пород центральной Армении по данным следующей таблицы 58, графически выраженным на рис. 79.

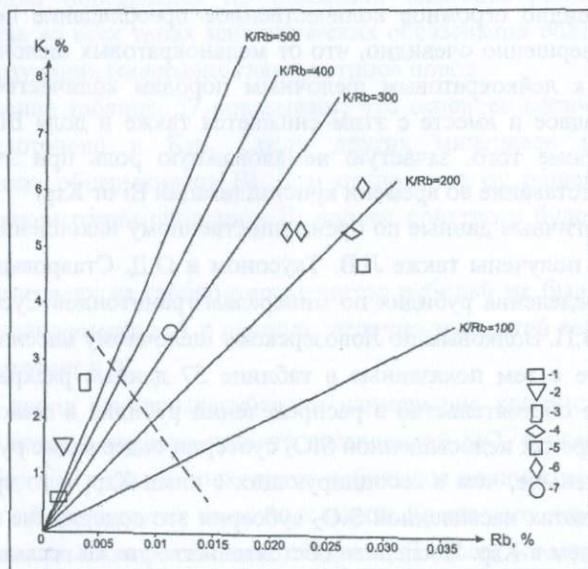


Рис. 79. Зависимость среднего содержания рубидия от калия и K/Rb отношения в породах Базумо-Памбакского магматического комплекса. Пунктирной линией выделена граница между щелочно-земельными и щелочными породами. Диаграмма составлена по данным таблицы 58.

Из приведенной таблицы 58 и графика отношения K/Rb вытекает, что:

1. Наименьшими содержанием Rb и отношениями Rb/Li , K/Na обладают ультрабазиты, в которых отношение K/Rb одновременно является наивысшим.

2. В щелочно-земельной серии габбро-диоритов и кварцевых диоритов идет эволюционное накопление рубидия, уменьшение отношения K/Rb и увеличение K/Na .

3. В щелочных породах картина выглядит несколько сложнее, однако содержание рубидия на порядок выше и общая тенденция падения K/Rb -отношения в эвтектических субсериях сохраняется.

4. В жильных породах, генетически связанных с породами щелочной серии, наблюдается близкий диапазон колебаний содержаний рубидия, сходный с материнскими породами.

5. Резкие перепады K/Rb -отношения при переходе от ранних интрузивных фаз к поздним четко подчеркивают их петрогенетические различия и хорошо согласуются с геолого-петрографическими представлениями.

В результате кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве, имеющего место при повышении щелочности и переходе от парагенетических ассоциаций V-I полей щелочности ко II-II_н, мы вправе ожидать от рубидия определенных ответных действий, которые показаны ниже. Уже известные данные из таблицы 58 послужили основой при построении аналогичной по форме предыдущим совмещенной диаграммы в параметрах $a/c-Q$ и $Rb-K$, которая позволяет со всей ясностью проверить на K/Rb отношении предложенный ранее механизм апотектической кристаллизации (рис. 80). Изучение диаграммы приводит к следующим основным выводам:

1. В щелочно-земельной серии от ранних продуктов кристаллизации (пр. № 56, 71) к поздним (пр. № 64) протекает последовательное накопление рубидия и падение K/Rb -отношения. Совершенно определенно в данном ряду эвтектической кристаллизации рубидий покорно следует за калием.

2. В апотектической субсерии габбро-перидодитов и габбро-пироксенитов Лермонтовского типа содержание рубидия резко падает, а отношение K/Rb -возрастает до максимума.

3. В породах щелочных субсерий содержание рубидия в 12–15 раз выше, чем в щелочно-земельной серии, но обнаруживает ряд характерных особенностей:

а) в субсерии, не насыщенной SiO_2 , сохраняется характерная для эвтектических серий общая черта увеличения содержания рубидия и уменьшения K/Rb отношения;

б) в субсерии, насыщенной SiO_2 , наоборот, среднее значение K/Rb-отношения возрастает на более чем 70% по сравнению с щелочными сиенитами Бундукского массива, ближе всех стоящими к исходному трахитовому составу, и другими членами не насыщенной SiO_2 субсерии. Такое возрастание происходит на фоне спада K/Na-отношения.

Таблица 58

Средние содержания рубидия и его соотношения в главных типах пород Базумо-Памбакской области

№№ пп	Породы	Число анализов	Rb, %	K/Rb	Rb/Li	K/Na
1	2	3	4	5	6	7
<i>Лермонтовский массив</i>						
1	Габбро-перидотиты и оливиновые габбро-пироксениты	3	0,00137	4170	2,8	0,52
ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ						
<i>Геджалинская группа интрузивов</i>						
2	Габбро-диориты и кварцевые диориты	7	0,00179	838	3,6	0,60
<i>Вмещающие эффузивы</i>						
3	Андезиты-базальты и андезиты	7	0,0036	723	8,6	1,04
ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ						
<i>Тежсарский щелочной комплекс</i>						
4	Трахиандезиты, эпилейцитовые трахиандезиты и трахиты	6	0,027	197	18	1,60
5	Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты	14	0,028	168	20	1,24
6	Щелочные сиениты	8	0,0258	220	21,4	1,74
ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ						
7	Нефелиновый сиенит-аплит	1	0,0366	126	13,5	0,75
8	Эпилейцитовый порфир	1	0,032	250	17,8	3,35

<i>Бундукский массив</i>						
9	Щелочные сиениты	7	0,224	237	19	1,47
<i>Гарнасарский массив</i>						
10	Щелочные сиениты	7	0,0212	250	15,2	1,83
<i>Маргаовитский массив</i>						
11	Порфиroidные сиенито-граниты и граносиениты	5	0,011	318	7,3	1,25

Однако интересно, что внутри самой субсерии от более ранних по температурной стадийности граносиенитов (пр. 46) к поздним порфиroidным роговообманковым сиенито-гранитам (ан.11) не сохраняется уже известное для эвтектической кристаллизации уменьшение отношения K/Rb и накопление рубидия.

Некоторое валовое уменьшение содержания рубидия, влекомое соответствующим уменьшением количества калия, и возрастание K/Rb-отношения ни в коей мере *не скрывают* общей направленности в эволюции уменьшения накопления рубидия от начальных членов насыщенной SiO₂ субсерии к ее поздним дифференциатам – роговообманковым сиенито-гранитам.

4. Из диаграммы на рис. 80 явствует близкая корреляция K/Rb-отношения и содержания рубидия с важнейшими петрохимическими параметрами, демонстрирующими эволюционное развитие магматических серий.

5. Однако наиболее интересным свойством рубидия в магматическом процессе несомненно является полное отличие его поведения как в не насыщенной, так и в насыщенной SiO₂ субсериях, образовавшихся в результате колебаний кремнекислотности исходного сиенитового расплава в ходе апотектической изотермической кристаллизации.

Образование каждой из этих субсерий, как известно, зависит от положения состава начального расплава относительно температурного барьера в системах типа Q-Fo-Ne и Q-Di-Ne, совпадающего соответственно с сечениями Fo-Ab и Di-Ab.

В.П. Волков и Е.Н. Савинова на основе обобщения обширного литературного и собственного материала по изменению K/Rb-отношения в различных по кремнекислотности сериях пород также показали харак-

терное следование рубидия за калием и накопление первого в калиевых щелочных сериях. В данном случае отношение K/Rb также подчиняется этим закономерностям и последовательно уменьшается, хотя в случае насыщенной SiO_2 субсерии наблюдается отклонение от этого правила. Этими же авторами на примере таких известково-щелочных серий, как Южно-Калифорнийский батолит, Гарабал-Хилл (Зап. Шотландия) и др., продемонстрировано логнормальное распределение, но вместе с тем отчетливое накопление рубидия относительно калия в соответствии с возрастанием кремнекислотности.

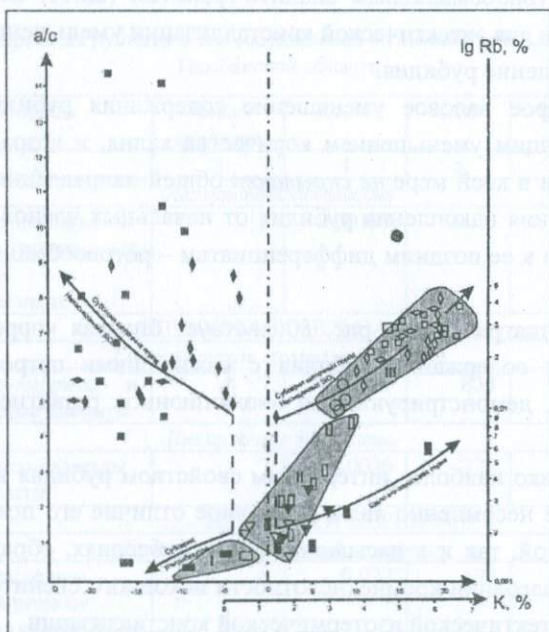


Рис. 80. Совмещенная диаграмма петрохимической эволюции и изменения содержания рубидия и K/Rb отношения в палеогеновых магматических породах Базумо-Памбакской области. 1. Габбро-пироксениты и габбро-перидотиты. 2. Кварцевые диориты и гранодиориты. 3. Габбро-диориты, андезиты-базальты и андезиты. 4. Трахиандезиты и трахиты. 5. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты. 6. Щелочные сиениты, сиениты и граносиениты (Т-Тежсар, Б-Бундук, Г-Гарнасар). 7. Порфириовидные сиенитограниты. Черные значки – точки $a/c-Q$; светлые значки – точки $Rb-K$. Черные стрелы – линии петрохимической эволюции. Отмечены области точек содержаний рубидия в породах апотектической щелочной, щелочно-земельной и щелочной серий и субсерий.

Рассмотрение поведения рубидия и его взаимоотношений с калием по данным совмещенной диаграммы средних значений K/Rb-отношений на рис. 80 в породах Базумо-Памбакской области подтверждает указанный выше вывод Ж.П. Волкова и Е.Н. Савиновой о разделении и дифференциации *скоростей накопления рубидия и калия*. Это обстоятельство иллюстрируется значительными колебаниями K/Rb-отношения в ряду пород от щелочно-земельных базальтоидов до генетически родственных им щелочных субсерий. Графически это выражается в различии тангенса углов и прерывистости прямой K/Rb-отношения в тех и других сериях и показано на рис. 80 в виде своеобразного «сброса» областей распространения рубидия, хорошо коррелирующихся с соответствующими петрохимическими признаками эвтектической эволюции. Показанное *нарушение непрерывного логнормального* распределения калия и рубидия не согласуется с данными Л.Х. Аренса, Л.В. Таусона, В.П. Волкова и мн. др. Последний, однако, показал, что граниты Нигерии также не укладываются в ряд логнормальности. Существуют и другие данные из литературы, свидетельствующие о нарушении стабильности K/Rb-отношения при дифференциации магм щелочного состава. Таким примером может служить Кзыл-Омпульский щелочной комплекс (центр. Тянь-Шань), в котором отношение K/Rb в ряду нордмаркит–граносиенит–алаяскитовый гранит несколько увеличивается. Последнее, кстати, характерно также и для пород насыщенной SiO₂ субсерии.

Кажущаяся при поверхностном взгляде независимость каждой из групп пород ни в коей мере не может скрыть глубокую генетическую родственность этих образований, а резкие нарушения в эволюции отношения K/Rb, связанные с разделением скоростей накопления калия и рубидия в сериях различного уровня щелочности, а в субсериях одинаковой щелочности – с соотношением температур плавления рубидия и калия.

Можно палатать, что при кристаллизации базальтоидной магмы без резких изменений условий щелочности имело бы общеизвестное *логнормальное* распределение калия и рубидия от ультраосновных дифференциатов через породы диоритового и гранодиоритового ряда к щелочным и далее к кислым образованиям. Однако, ввиду очевидного

действия механизма процесса апотектической изотермической кристаллизации, такая последовательность была нарушена и K/Rb -отношение эволюционировало показанным на диаграммах путем.

Примечательным является тот факт, что ультраосновные породы Лермонтовского массива укладываются в логнормальный ряд не с щелочно-земельными породами, а с породами щелочной серии. Это еще раз подтверждает их генетическую родственность с последними и формирование при одинаковой с ними щелочности.

Из сказанного следует важный эмпирический вывод о том, что при дифференциации базальтоидной магмы K/Rb -отношение подчиняется закону логнормального распределения лишь в сериях близкого или одинакового уровня щелочности расплавов.

В разделе по геохимии лития было показано влияние изменения режима щелочности, происшедшего в магматическом комплексе исследуемой области, на распределение редких элементов и их петрогенных спутников. Обратимся же теперь к примеру пары $Rb-K$.

В процессе апотектической изотермической кристаллизации родоначального базальтоидного расплава при повышении щелочности с уровня V-I поля до II-II_{Ne} активность рубидия, как более сильного основания, растет в большей степени, нежели активность калия, что в свою очередь вызовет некоторое накопление рубидия по сравнению с калием в кристаллической фазе, а также параллельное объединение ранних дифференциатов с калием и обогащение рубидием остаточного трахитового расплава. Однозначно поведение калия будет обратным. Понятно, что противодействовать этому процессу разделению активностей калия и рубидия будет некоторое сходство их химических и кристаллохимических свойств. Однако сила различий активностей, очевидно, остается преобладающей.

Показанные ниже значения K/Rb -отношения в рассматриваемых породах полностью подтверждают правомерность изложенного механизма их формирования (таблица 59).

Количественная оценка содержаний рубидия и сопоставление средних цифр для пород щелочной серии исследуемой области с данными других исследователей показаны ниже в виде таблицы 60.

Изменение K/Rb отношения в важнейших представителях различных типов пород Базумо-Памбакской области

№ пробы	56	71	64	23	83	42	41	82	29
Серия	Щелочно-земельная				Апотектическая субсерия		Щелочные субсерии		
K/Rb	945	1241	875	420	4380	4380	196	244	288

Таблица 60

Авторы	Rb, %	K/Rb	Типы пород
А.П. Виноградов	0,010	230	Средние породы (андезиты-диориты)
Б.И. Злобин и В.И. Лебедев	0,024	270	Щелочные плутонические породы
Э.Л. Хортман	0,011	410	Сиениты
Г.С. Закариадзе	0,018	300	Сиениты интрузии Вакис-Дгивари
Настоящее исследование:	0,028	168	Нефелиновые сиениты (Тежсар)
	0,027	220	Щелочные сиениты (Тежсар)
	0,022	233	Щелочные сиениты (Бундук)
	0,021	250	Щелочные сиениты (Гарнасар)
	0,011	325	Порфиroidные сиенито-граниты (Амзачиман)

Как видим, содержания рубидия достаточно близки и соответствуют средним цифрам для щелочных плутонических пород мира, выведенных Б.И. Злобиным и В.И. Лебедевым. Примечательно полное соответствие содержаний рубидия в сиенито-гранитах с сиенитами и породами андезито-диоритового ряда. Последнее обстоятельство имеет исключительное петрогенетическое значение и еще раз подчеркивает связь гранитов с основной магмой.

Средние содержания рубидия в ультрабазитах и щелочно-земельных породах области находятся в хорошем согласии с кларковыми цифрами по данным Сахама (1945) – 0,0013% и А.П. Виноградова – 0,0045%.

В заключение и для данного случая следует согласиться с тем положением Б.И. Злобина, что закономерное изменение абсолютного

содержания рубидия и K/Rb-отношения в генетически связанных сериях одинакового уровня щелочности должно свидетельствовать о магматической природе рассмотренных объектов и исключить в генетической трактовке возможные влияния различных посторонних процессов: контаминации, ассимиляции и т.д. Это в первую очередь относится к уже обсуждавшейся проблеме происхождения порфиридных сиенито-гранитов Амзачиманского массива и подтверждает их образование путем магматической дифференциации.

Свинец

Распределение свинца в породах Базумо-Памбакской области изучалось по методике количественного спектрального анализа (аналитик – К.И. Корнилова, ГЕОХИ РАН). Ввиду недостаточности количества извлеченных из пород минералов изучение фазового распределения не проводилось. Средние содержания в главных типах пород области – в таблице 61.

Для выяснения роли свинца в процессе формирования палеогенового магматического комплекса центральной Армении особое значение имеет четко выраженный калиевый облик пород щелочной серии.

Изучение характера изоморфного распределения свинца в породообразующих минералах гранитоидов (Сусамырский батолит) и щелочных пород (г. Сандык) показало и подтвердило представление о возможности изоморфного замещения в породах калия свинцом ($Rb_{Ri}^{+2}=1,32\text{\AA}$, $K_{Ri}^{+}=1,33\text{\AA}$), хотя и не исключается, что помимо преимущественной локализованности в K_{sp} свинец присутствует в виде субмикроскопических выделений галенита и самородного свинца.

Однако, невзирая на существующие затруднения кристаллохимического порядка, связанные с изоморфизмом $Pb^{+2} \rightarrow K^{+}$ в Or и Vi , в целом не вызывает сомнения, что в процессе кристаллизации расплавов геохимические судьбы свинца и калия тесно переплетаются. К аналогичному выводу в своих работах приходят также Л.В. Таусон, В.И. Герасимовский и Б.И. Злобин.

О характере поведения свинца в щелочно-земельных и щелочных породах области дает представление таблица 61 и ее географическое изложение на рис. 81.

Таблица 61

Средние содержания свинца и калия и их отношение в главных типах пород Базумо-Памбакской области

№№	Породы	Число анализов	Pb, %	K, %	K/Pb
1	2	3	4	5	6
<i>Лермонтовский массив</i>					
1	Габбро-перидотиты и оливиновые габбро-пироксениты	3	0,0003	0,57	1900
I. ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНАЯ СЕРИЯ					
<i>Геджалинская группа интрузивов</i>					
2	Габбро-диориты и кварцевые диориты	7	0,00049	1,5	3060
<i>Вмещающие эффузивы</i>					
3	Андезиты-базальты	7	0,00024	2,6	10810
II. ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ					
<i>Тежсарский щелочной комплекс</i>					
4	Трахиандезиты, эпилейцитовые трахиандезиты и трахиты	6	0,0023	5,3	2310
5	Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты	14	0,0014	4,7	3360
6	Щелочные сиениты	8	0,0021	6,1	2910
<i>Жильные породы</i>					
7	Нефелиновый сиенит-аплит	1	0,0032	4,6	1440
8	Эпилейцитовый порфир	1	0,015	6,7	4470
<i>Бундукский массив</i>					
9	Щелочные сиениты	1	0,0013	5,3	4080
<i>Гарнасарский массив</i>					
10	Щелочные сиениты	7	0,0024	5,3	2205
<i>Маргаовитский массив</i>					
11	Порфиroidные сиенито-граниты и граносиениты	5	0,00064	3,5	5470

Из изложенного материала вытекает следующее:

1. Породы щелочной серии по сравнению с щелочно-земельной серией более чем на порядок, а иногда и в 12–15 раз богаче свинцом. K/Pb-отношение в эвтектической кристаллизации прогрессирует в сторону

увеличения как в пределах насыщенных, так и не насыщенных SiO_2 субсерий, что согласуется с соответствующими колебаниями калиевости пород и уменьшением количества свинца.

2. В щелочно-земельной серии при относительно низких содержаниях свинца наблюдается увеличение его количества по направлению от ранних (№ 80, 72) к поздним (№ 64) дифференциатам, что строго соответствует направлению эвтектической кристаллизации и повышению содержания калия в породах.

3. Содержание свинца в апотектических ультрабазитах наиболее низкое и колеблется на пределе метода анализа, что вполне понятно, если учитывать необычайно низкую калиевость этих пород.

4. Наиболее богаты свинцом жильные эпилейцитовые порфиры (0,015%), что хорошо согласуется также с фактом их наивысшей (среди всех типов пород области) калиевости (6,7%).

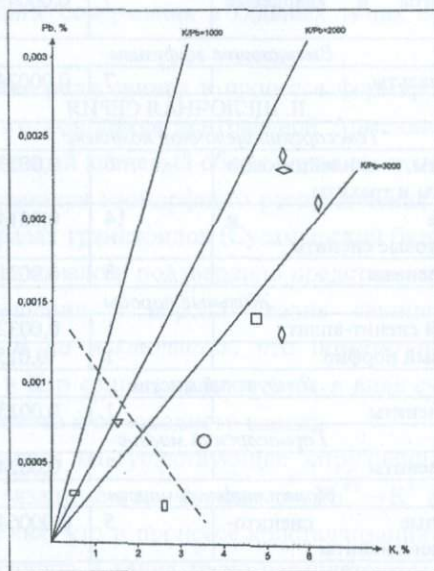


Рис. 81. Отношение средних содержаний Pb и K/Pb-отношения в породах Базумо-Памбакской области. Пунктирная линия – граница щелочно-земельной и щелочной серий.

Изложенный фактический материал по свинцу может иметь следующий петрогенетический смысл:

во-первых, четко вырисовывается и подтверждается геохимически контур двух серий пород центральной Армении: щелочно-земельной и щелочной;

во-вторых, внутри щелочной серии определенно выбиваются по К/Рb отношению уже известные нам различные по кремнекислотности щелочные субсерии. Но главное заключается в том, что в обеих сериях свинец содержится в *неравных* количествах и его поведение внутри субсерий *неидентично*;

в-третьих, действие процесса апотектической кристаллизации в данном случае хотя и выражается в обеднении ультраосновных дифференциатов свинцом и обогащении им пород щелочных субсерий, но впервые наблюдается новое явление резкого обеднения свинцом насыщенных SiO₂ щелочных пород по сравнению с не насыщенными SiO₂ образованиями. Подобное отклонение от идентичности поведения свинца в одинаковых по уровню щелочности субсериях пород может быть объяснено различием температур плавления окислов свинца и калия, а также резкими колебаниями содержания калия в обеих субсериях.

Особенно наглядно последнее может быть показано на примере построения по уже известному типу совмещенной диаграммы петрохимической эволюции и распределения К–Рb (рис. 82). Из диаграммы видно, что удовлетворительная корреляция распределения свинца с петрохимическими параметрами достигается лишь для пород щелочно-земельной серии и не насыщенной SiO₂ субсерии, в то время как область распространения свинца в граносиенитах и гранитах далеко «отскочила» от последней. Эта особенность, выражающаяся в различном отношении, с одной стороны, свинца, а с другой – рассмотренных выше редких элементов к преодолению известного в петрологии «температурного барьера» в сериях близкого или равного уровня щелочности, как уже упоминалось, может быть объяснена различием и соотношением температур плавления окислов свинца и его спутника – калия. Это видно из небольшой табл. 61.

Вполне понятно, что полному представлению о поведении свинца в наших породах мешает отсутствие его баланса по минералам и возможное многообразие форм нахождения в породах.

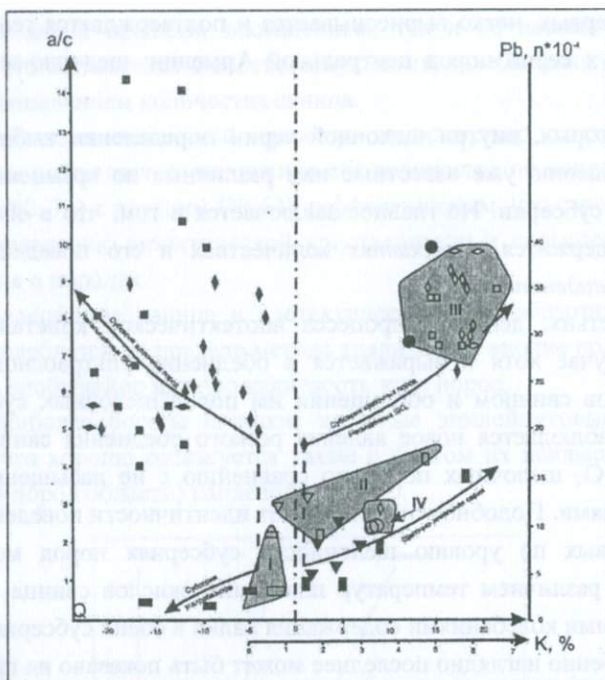


Рис. 82. Совмещенная диаграмма петрохимической эволюции и изменения содержания свинца и K/Pb-отношения в палеогеновых магматических породах Базумо-Памбакской области. Черные значки – точки a/c-Q; светлые значки – точки Pb-K. Черные стрелы – линии петрохимической эволюции. Отмечены области точек содержания свинца в породах апотектической щелочной, щелочно-земельной и щелочной серий и субсерий.

Таблица 62

Окислы	Температура плавления*, °C
PbO	888
K ₂ O	500

* Handbook of Chemistry and Physics. 41st Edition 1959–60.

Для сравнительной количественной оценки содержаний свинца в наших породах приводим ниже данные, сведенные Л.В. Таусоном.

При сопоставлении с содержаниями свинца в породах Базумо-Памбакского магматического комплекса станет очевидной соразмерность

количества свинца в щелочно-земельных породах с приведенными данными. А щелочные породы и, в первую очередь, нефелиновые сиениты (14 г/т Pb) весьма близки к Ловозерскому массиву и вместе с тем значительно обеднены свинцом по сравнению с массивом г. Сандык.

Таблица 63

Автор	Pb*10 ⁻⁴ , %				Адрес
	Габбро	Диориты и тоналиты	Гранодиориты	Щелочные породы	
1. Е.Б. Санделл и С.С. Голдич	6(6)*	5(2)	23(15)	-	США, разные районы
2. Л.В. Таусон и Л.А. Певцова	8(3)	12(11)	26(148)	-	СССР, Сусамырский хребет
3. Б.И. Злобин	-	-	-	58,6	Массив г. Сандык
4. В.И. Герасимовский	-	-	-	14,6	Ловозерский массив

Если присовокупить в качестве сравнения еще и следующие данные Л.В. Таусона, то

	Основные породы	Средние породы	Кислые породы
Pb*10 ⁻⁴ , %	8	13	23

* Цифры в скобках – число анализов.

Рассмотрение распределения свинца в породах Базумо-Памбакской области раскрыло новые закономерности в его поведении и подтвердило в главных чертах генетические построения.

Молибден

Молибден по своему поведению в магматических расплавах обладает определенными особенностями, главной из которых является отсутствие константной геохимической связи с каким-либо петрогенным элементом. Вот почему не находится его высоких концентраций в породах и минералах, что обуславливает, в свою очередь, ряд своеобразий его поведения.

В магматических породах молибден характеризуется весьма низкими концентрациями, не превышающими обычно $1-2 \cdot 10^{-4}\%$. Одновременно сейчас получен ряд данных, согласно которым «...без сомнения молибден должен быть отнесен к элементам, концентрирующимся в щелочных дифференциатах» (П.К. Курода и Е.Б. Санделл).

Последний вывод был основан на обнаружении явной концентрации молибдена в сиенитах и трахитах Западного Техаса; кроме того, повышенные содержания молибдена были установлены у В.И. Злобина и Л.В. Таусона в щелочных породах г. Сандык, среднее содержание в последних составляет $4,4 \cdot 10^{-4}\%$. При этом Л.В. Таусон указывает «...на существование определенной связи между геохимической историей щелочных элементов и молибдена». Однако он замечает, что это обстоятельство означает отсутствие кристаллохимических связей между щелочами и молибденом и свидетельствует о миграции в близких условиях среды. На обсуждении этого вопроса остановимся ниже.

Изучение Л.В. Таусоном распределения молибдена по мономинеральным фазам гранитоидов показало относительное его накопление в полевых шпатах, а П.К. Курода и Е.Б. Санделл – в Рl. Кроме того, З.В. Студенникова и М.И. Глинкина опубликовали данные по изучению распределения молибдена в гранитах Северного Кавказа, из которых с очевидностью вытекает, что молибден преимущественно локализуется в Мкг.

Невзирая на это, ряд исследователей связывает кристаллохимически судьбу молибдена с титаном ($Mo_{Ri}^{+4}=0,68$; $Ti_{Ri}^{+4}=0,64$), а другие – с кремнием ($Mo^{+4} \rightarrow Si^{+4}$). Исследования показали, что зачастую молибден в породах может находиться также в форме субмикроскопических выделений.

П.К. Курода и Е.Б. Санделл предполагают возможное замещение молибденом Al^{+3} . Кроме того, А.Е. Ферсман допускал вероятность накопления молибдена в содалите, основываясь на данных Замбонини о находке содалита с Везувия с $3\% MoO_3$.

В породах Базумо-Памбакской области молибден определялся по количественно-спектральной методике (аналитик К.И. Корнилова). Все проанализированные на молибден образцы были охарактеризованы также

полными силикатными анализами, из которых черпались данные для различных построений. Результаты определения молибдена и др. данные приведены в таблице 65.

По данным средних отношений молибдена и титана была построена диаграмма (рис. 83), позволяющая вместе с приведенными в таблице 64 сведениями показать почти полное *отсутствие связи* между относительной обогащенностью пород щелочной серии молибденом с колебаниями содержания титана. В данном случае следует дать однозначный и отрицательный ответ на вопрос о ведущей роли титана в эволюции распределения молибдена в базальтоидных породах центральной Армении.

Таблица 64

Оксиды и соединения:	Температуры плавления*, °С
MoO ₃	795
K ₂ O	~500
Na ₂ O	~500
Al ₂ O ₃	2050

* Handbook of Chemistry and Physics 41st Edition 1959-60.

Указания ряда исследователей на преимущественное накопление молибдена в полевых шпатах и в связи с этим предполагаемое замещение молибденом алюминия, а также полученные данные послужили основанием для построения другой совмещенной диаграммы в параметрах: Mo/a (по Заварицкому) и Mo/Al₂O₃, которая показана на рис. 83.

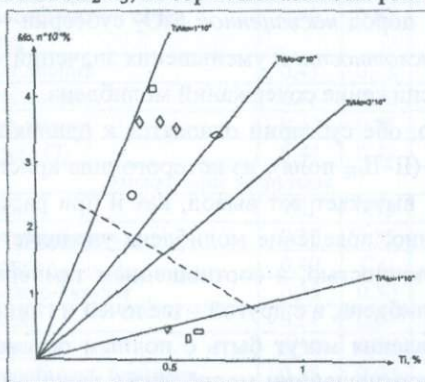


Рис. 83. Отношения средних значений Mo и Ti в породах Базумо-Памбакской области. Пунктирная линия – граница между щелочно-земельной и щелочной сериями.

Из анализа таблицы 64 и диаграммы (рис. 83) можно сделать ряд важных выводов:

1. Породы щелочной серии более чем на порядок богаче молибденом, чем образования щелочно-земельного ряда.

2. Щелочно-земельные породы в ряду эвтектической кристаллизации испытывают при небольшом накоплении молибдена к концу процесса слабо ощутимое влияние изменения в сторону увеличения параметра «а» и Al_2O_3 .

3. Ультраосновные дифференциаты, параллельно с низкими значениями параметра «а» и Al_2O_3 , обладают также более низкими содержаниями молибдена, чем щелочно-земельные породы. Колебания в содержаниях молибдена в сторону его уменьшения между относимыми к более высокому уровню щелочности (габбро-пироксениты и габбро-перидотиты Лермонтовского типа) и низкощелочными, щелочно-земельными породами следует объяснить соотношениями абсолютных значений «а» и Al_2O_3 и содержаний молибдена. Следовательно, здесь мы сталкиваемся с явлением, когда в распределении молибдена ведущую роль играет не *уровень щелочности расплава*, а *содержания щелочных алюмосиликатов*. Далее это обстоятельство станет еще более очевидным и понятным.

4. В ряду эвтектической эволюции *не насыщенн*ой SiO_2 субсерии щелочных пород вместе с резким возрастанием значений «а» и Al_2O_3 и увеличением *нефелиновой составляющей* пород идет резкое увеличение содержания молибдена. В то же время, в эвтектической последовательности образования пород *насыщенн*ой SiO_2 субсерии – в сторону повышения их *кремнекислотности* и уменьшения значений «а» и Al_2O_3 – идет последовательное снижение содержаний молибдена.

Как известно, обе субсерии относятся к одинаковому уровню щелочности расплава (II–II_{Ne} поля), из которого шла кристаллизация. Отсюда с очевидностью вытекает тот вывод, как и при рассмотрении поведения свинца, а именно: поведение молибдена управляется также и в данном случае не щелочностью, а соотношением температур плавления, с одной стороны, молибдена, а с другой – щелочей и глинозема.

Эти представления могут быть с полным основанием отнесены к описанному выше соотношениям молибдена с щелочами и глиноземом в породах щелочно-земельной серии и ультраосновной субсерии.

Преимущественное накопление молибдена в высокоглиноземистых породах, обладающих также высокими значениями параметра «а», кроме того можно объяснить тенденцией амфотерными свойствами молибдена.

К сожалению, мы не имеем сведений по распределению молибдена в мономинеральных фракциях нефелиносодержащих пород. Однако можно утверждать, что молибден, по-видимому, концентрируется или в Ne, или в Ksp. В структуре первого он имеет возможность занять, согласно Н.В. Белову, полые шестерные каналы. Следует признать важность дальнейшего детального изучения на данном примере вероятности осуществления изоморфизма по схеме:

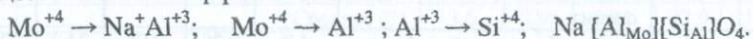


Таблица 65

Распределение молибдена и его соотношения в породах Базумо-Памбакской области

№№	Номера проб	Порода	Mo п*10 ⁴ %	Ti %	Ti/ Mo *10 ⁴	a	Al ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	42	Габбро-перидотит	0,41	0,28	0,68	2,6	11,52
2.	57	Габбро	0,41	0,75	1,83	6,8	19,15
3.	83	Оливин, габбро-пироксен	0,42	0,80	1,90	2,9	14,80
		Среднее (3)*	0,41	0,61	1,49	4,1	15,2
<i>Геджалинская группа массивов</i>							
4.	80	Габбро-диорит	0,47	0,93	1,98	11,1	11,95
5.	43	Кварц.диорит	0,43	0,40	0,93	12,3	16,01
6.	56	Кварц.диорит	0,41	0,51	1,25	12,0	17,21
7.	64	Роговообманков. кварц. диорит	0,40	0,62	1,55	11,1	16,93
8.	71	Кварц.диорит	0,47	0,28	0,60	10,3	18,12
9.	72	Кварц.диорит	0,45	0,12	0,27	10,0	20,0
10.	79	Кварц.диорит	0,45	0,55	1,22	11,6	19,20
		Среднее (7)	0,44	0,49	1,11	11,2	17,4
<i>Вмещающие эффузивы</i>							
11.	50	Андезит	0,0	0,95	2,48	15,6	14,63
12.	51	Андезито-базальт	0,30	0,85	2,83	8,5	19,47
13.	69	Андезит	0,40	Сл.	-	11,6	18,05
14.	77	Андезито-базальт	0,35	0,30	0,90	9,3	20,35
15.	14а	Андезит	0,24	0,69	2,90	13,0	21,10
16.	60	Андезит	0,32	0,59	1,84	16,1	23,01
17.	23	Роговообманк. биотитов. Андезит	0,35	0,60	1,72	13,8	15,62
		Среднее (7)	0,31	0,57	1,87	12,6	18,9

ЩЕЛОЧНАЯ СЕРИЯ

Тежсарский щелочной комплекс

18.	19	Роговообманковый, трахиандезит	3,5	0,65	0,19	21,8	21,06
19.	21	Трахиандезит	3,7	0,87	0,24	20,1	19,05
20.	26	Трахиандезит	3,4	0,32	0,09	22,5	20,59
21.	54	Трахиандезит	3,4	0,80	0,24	20,2	19,30
22.	61	Трахиандезит	3,5	0,90	0,26	20,0	19,45
23.	67	Эпилейцитов. трахиандезит	3,4	0,56	0,16	21,8	21,14
		Среднее (6)	3,4	0,68	0,20	21,0	20,02
24.	14	К/з нефелиновый сиенит	4,4	0,37	0,08	24,5	20,99
25.	48	Нефелин-меланитовый сиенит	4,2	0,45	0,11	24,0	17,92
26.	20	Роговообманковый нефелин. сиенит	4,7	0,39	0,08	24,3	21,29
27.	65	Нефелиновый сиенит	-	0,50	-	22,1	20,95
28.	66	С/з нефелиновый сиенит	3,4	0,50	0,15	21,2	21,5
29.	68	С/з нефелиновый сиенит	-	сл.	-	23,4	23,50
30.	73	К/з псевдолейцитовый нефелиновый сиенит	3,6	сл.	-	24,3	22,70
31.	74	Нефелиновый сиенит	-	0,74	-	20,6	21,45
32.	78	Псевдолейцитовый нефелиновый сиенит	3,9	0,65	0,17	22,3	20,87
33.	84	Нефелиновый сиенит	-	0,15	-	26,1	21,15
34.	75	Нефелиновый сиенит	4,4	0,45	0,10	23,6	19,72
35.	85	Биотитов.нефелин.сиенит	-	0,50	-	22,6	19,15
36.	70	Нефелиновый сиенит	3,7	0,65	0,18	21,3	21,17
37.	24	Псевдолейцитовый нефелиновый. сиенит	4,6	0,28	0,06	24,2	21,87
38.	1	С/З нефелиновый сиенит	4,4	0,88	0,20	18,5	20,29
		Среднее (15)	4,1	0,44	0,11	0,23	21,0
39.	15	Щелочной сиенит	3,7	0,49	0,13	21,9	19,61
40.	22	Щелочной сиенит	3,7	0,36	0,09	20,6	21,0
41.	41	Пироксеновый сиенит	3,7	0,28	0,07	23,1	20,0
42.	52	Пироксеновый щелочной сиенит	3,1	0,48	0,15	25,1	18,82
43.	55	Щелочной сиенит	3,4	0,50	0,15	21,5	19,74
44.	62	С/з щелочной сиенит	3,9	0,44	0,11	23,0	21,73
45.	63	Пироксеновый сиенито- трахит	3,1	0,44	0,14	21,6	20,06
46.	4	Пироксеновый щелочной сиенит	3,8	0,37	0,09	20,7	19,05
47.	5	К/з сиенит	3,6	0,88	0,24	19,4	16,97
		Среднее (9)	3,6	0,47	0,13	22,0	19,7

Жильные породы							
48.	27	М/з нефелин. сиенит-аплит	3,0	0,25	0,08	28,6	22,79
49.	53	Эпилейцитовый порфир	1,2	0,55	0,45	26,8	20,92
Бундукский массив							
50.	10	Щелочной сиенит	3,2	0,50	0,16	17,7	18,30
51.	39	С/з щелочной сиенит	3,4	0,63	0,18	21,0	19,89
52.	40	Щелочной сиенит	4,0	0,36	0,09	22,3	18,82
53.	44	М/з сиенит	3,4	0,78	0,23	27,6	19,05
54.	81	Щелочной сиенит	4,2	сл.	-	22,9	17,87
55.	82	Пироксеновый щелочной сиенит	3,5	сл.	-	20,3	20,32
56.	45	Щелочной сиенит	3,7	0,49	0,13	22,8	18,45
		Среднее (7)	3,6	0,39	0,11	22,0	19,0
Гарнасарский массив							
57.	28	Щелочной сиенит (арменит)	3,4	0,62	0,18	21,4	19,64
58.	29	Щелочной сиенит (арменит)	3,0	0,62	0,21	20,6	19,32
59.	30	К/з щелочной сиенит	4,0	0,37	0,19	23,6	19,75
60.	32	С/з щелочной сиенит	4,0	0,56	0,14	21,3	20,08
61.	33	Трахит	3,2	0,35	0,11	-	-
62.	36	С/з щелочной сиенит	3,5	0,57	0,16	20,0	19,59
63.	37	С/з щелочной сиенит	3,7	0,53	0,14	20,6	19,27
64.	38	С/з щелочной сиенит	3,4	0,58	0,17	21,1	18,56
		Среднее (8)	3,5	0,53	0,15	21,2	19,5
Маргаовитский массив							
65.	11	Роговообманковый микроклин сиенито-гранит	2,4	0,28	0,12	13,2	15,34
66.	46	Порфириовидный граносиенит	2,4	0,43	0,18	15,8	15,61
67.	49	Роговообманковый сиенито-гранит	3,0	0,50	0,17	18,8	19,50
68.	58	Порфириовидный сиенито-гранит	2,4	0,20	0,08	16,7	15,17
69.	59	Порфириовидный граносиенит	2,5	0,37	0,15	16,4	15,75
		Среднее (5)	2,5	0,36	0,14	16,2	16,3

* Цифры в скобках – число анализированных проб.

Выше мы указывали на подобное допущение изоморфного замещения молибденом алюминия, предложенное Куродой и Санделлом.

Обнаруженное *отсутствие идентичности* в поведении молибдена в субсериях щелочных пород, насыщенных и не насыщенных SiO₂, и переход управления его распределением от щелочности расплава к

температуре играет, несомненно, важную роль при оценке *специализации* насыщенной SiO_2 субсерии щелочных пород в отношении молибдена.

Петрогенетические выводы из изложенного несколько затруднены из-за отсутствия для пород Базумо-Памбакской области достоверных сведений по распределению молибдена в минералах и формах его существования. Следует лишь добавить, что проверка богатого молибденом образца нефелинового сиенита (пр. 20) на общую серу показала весьма низкую ее концентрацию ($S_{\text{общ.}} - 0,08\%$).

Однако для пород данной области можно констатировать следующую эмпирическую закономерность: *насыщенные SiO_2 породы, обладающие высокими значениями параметра «а» и глинозема, содержат также наибольшие количества молибдена и наоборот.*

Кроме того, показанное валовое обогащение молибденом щелочных субсерий по сравнению с щелочно-земельными породами может быть обусловлено действием кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве. Это тем более вероятно, поскольку щелочные субсерии Базумо-Памбакской области образовались в процессе апотектической изотермической кристаллизации, предполагающей повышение щелочности исходного базальтоидного расплава с I-V до II-II_{Ne} полей щелочности и образование вследствие этого при фракционировании ультраосновного дифференциата сиенитового остаточного расплава. В ходе этого сложного процесса молибден, вероятно, проявлял определенное сродство с алюминием и щелочами.

Следует указать, что по данным Ж.И. Герасимовского и др. богатые молибденом уртиты (II фаза, $4,7 \cdot 10^{-4}\%$) и нефелиновые сиениты (I фаза, $6-7 \cdot 10^{-4}\%$) Ловозерского массива обладают также соответственно небольшими значениями параметра «а»: 39,56 и 26,79. Невзирая на существующие пока неясности в поведении молибдена в щелочных расплавах, эти и другие факты служат серьезным сигналом о возможности вхождения молибдена в решетку фельдшпатоидов из щелочных пород и осуществления его изоморфной смесимости с алюминием.

Для количественной оценки содержания молибдена в породах Базумо-Памбакской области воспользуемся следующей таблицей 66.

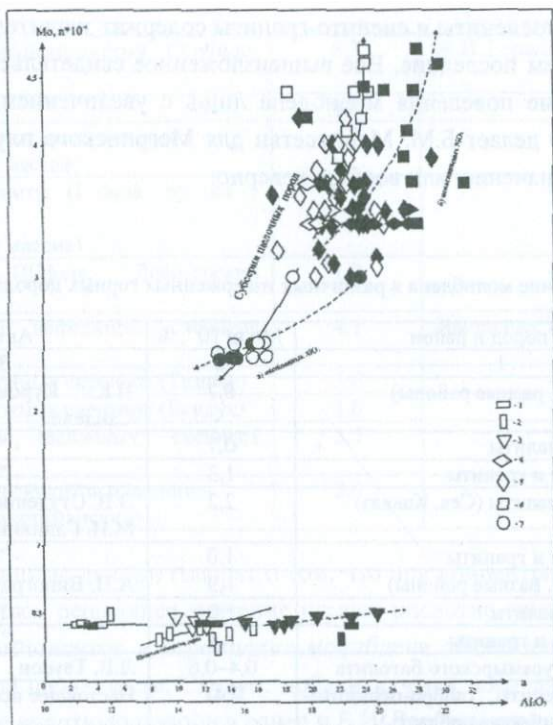


Рис. 84. Совмещенная диаграмма отношений Mo/a и Mo/Al_2O_3 в магматических породах Базумо-Памбакской области. 1. Габбро-перидотиты и габбро-пироксениты. 2. Вмещающие основные эффузивы (андезиты, андезито-базальты). 3. Габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. 4. Трахиандезиты и трахиты. 5. Сиениты и щелочные сиениты (Т-Тежсар, Б-Бундук, Г-Гарнасар). 6. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты. 7. Порфириовидные граносиениты и сиениты-граниты. Крупные значки – средние анализы. Пустые значки – $Mo/«a»$. Отмечены значки Mo/Al_2O_3 . Черные сплошные стрелы – направление эвтектической кристаллизации серий и субсерий по значениям $Mo/«a»$, пунктирные стрелы – по значениям Mo/Al_2O_3 .

Приведенные сравнительные данные свидетельствуют об удовлетворительной сходимости содержаний молибдена в породах центральной Армении с другими регионами.

Щелочно-земельные породы содержат несколько меньшие, как видим, но близкие к диоритам и габбро США количества молибдена. Щелочные породы более всего сходны с сиенитами г. Сандык, с нефелиновым сиенитом из Арканзаса и уртитами из Ловозерского массива. В то

же время граносиениты и сиенито-граниты содержат значительно меньше молибдена, чем последние. Все вышеизложенное свидетельствует о том, что связывание поведения молибдена лишь с увеличением кремнекислоты, как это делает Б.М. Меликсетян для Мегринского плутона, имеет или частное значение, или вообще неверно.

Таблица 66

Содержание молибдена в различных изверженных горных породах мира

Тип пород и район	Mo $\cdot 10^{-4}$, %	Автор
1	2	3
Габбро (США, разные районы)	0,7	П.К. Курода и Е.Б. Санделл
Диориты и тоналиты	0,7	- " -
Гранодиориты и граниты	1,3	- " -
Диориты и тоналиты (Сев. Кавказ)	2,2	Э.В. Студенникова и М.И. Глинкина
Гранодиориты и граниты	1,0	- " -
Габбро (СССР, разные районы)	1,9	А.П. Виноградов и др.
Диориты и тоналиты	1,0	- " -
Гранодиориты и граниты	1,4	- " -
Гранитоиды Сусамырского батолита	0,4-0,6	Л.В. Таусон
Габбро-пироксениты, габбро-перидотиты (Базумо-Памбакская область)	0,41	Настоящее исследование
Габбро-диориты и кв.диориты	0,44	- " -
ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ		
Нефелиновый базальт (Япония)	1,7	Исимори (из работы П.К. Куроды и Е.Б. Санделла)
Различные монциты (Мегринский плутон)	4,7	Б.М. Меликсетян
Авгитовый сиенит (Миннесота)	3,8	П.К. Курода и Е.Б. Санделл
Сиенит (Зап.Техас)	6,4	- " -
Трахит (- " -)	6,2	- " -
Нефелиновый сиенит (Арканзас)	3,5	- " -
Ср. проба из 4-х фонолитов (Африка)	1,5	- " -
Гранит-граносиенитовая серия Далидагского интрузива (М. Кавказ)	3,57	Г.Х. Эффендиев и А.С. Гейдаров
Ср. проба из 12 щелочно-земельных сиенитов (г. Сандык Киргиз.)	3,6	Б.И. Злобин
Ср. проба из 2-х роговообманковых сиенитов (- " -)	3,3	- " -
Ср. проба из 2-х нефелиновых сиенитов (- " -)	5,0	- " -

Хибинит среднезернистый (Хибинский массив)	8,3	Ж.И. Герасимовский и др.
Фойялит - " -	1,7	- " -
Уртиты (II фаза, ср. из 4-х проб; Ловозерский массив)	4,7	- " -
Нефелин.сиениты (I фаза, ср. из 5 проб; Ловозерский массив)	6-7	- " -
Луявриты (III фаза, Ловозерский массив)	1,2	- " -
Ср. из 15 нефелинов, сиенитов (Тежсар)	4,1	Настоящее исследование
Ср. из 9 щелочных сиенитов (Тежсар)	3,6	- " -
Ср. из 7 щелочных сиенитов (Бундук)	3,6	- " -
Ср. из 8 щелочных сиенитов (Гарнасар)	3,5	- " -
Ср. из 5 граносиенитов и сиенито-гранитов (Амзачиманский)	2,5	- " -

Показанные данные говорят о том, что при концентрации молибдена из расплавов решающее значение играют кислотно-основные взаимодействия компонентов и стремление молибдена локализоваться в условиях высокой щелочности. Следует добавить, что к последнему выводу в своей работе вплотную подошел ранее и Б.И. Злобин, который попытался параллелизовать поведение молибдена в щелочных породах с щелочностью по калию.

Формационно-статистический анализ и модель формирования гранитоидных массивов Гарца

Формационный анализ

Для изучения физико-химических условий формирования магматических пород проследим последнее на примере развития петролого-тектонических формаций. Основные петролого - тектонические формации – это определенные массы пород, формировавшиеся в некотором интервале геотектонических, т.е. физико-химических и динамических условий.

Для магматических пород, в том числе гранитоидов, в качестве наиболее крупной систематической единицы предлагается понятие петролого-тектонической (ПТ) формации как группы магматогенных пород, возникшей на определенном этапе тектонического развития структуры и обладающей определенными и постоянными петрографическими признаками, отражающими общие особенности условий и механизмов образования расплавов и пород на этом этапе.

При выделении ПТ формаций используются три группы признаков:

- 1). Петрографо-геохимические признаки объединяемых в формацию пород
- 2). Место формаций
- 3). Приуроченность к определенному типу тектонических структур.

Внутри формаций выделяются региональные фации, определяемые литологической и тектонической обстановкой и обнаруживающие постоянные связи с этой обстановкой. Под фазой понимается группа геологически-одновременных фаций. Температурные фации, т.е. фракции котектической кристаллизации всегда имеют характер фаз.

Выше наглядно представлены последовательность развития формаций при сопоставлении петрохимических диаграмм по Заварицкому, барицентрических векторных диаграмм по Лодочникову и др. В соответствии с петрологическими и петрохимическими построениями выделены следующие ПТ формации формирования магматических пород Гарца.

Таблица 67

ПТ формация	Серия	Фация/Порода	№ выборок
Габбро-габбуритовая	Гипер-базитовая	Габбуритовая; троктолитовая; оливин-габбуритовая; оливин-габбро-норитовая	38; 39; 45; 49; 158; B14 C5 50; 54; 160; H6 51; D36; G25
Банатитовая: (габбро-диорит-кварц-диоритовая)	Щелочно-земельная базальтовая (толеитовая)	Габбро-норитовая; норит-пегматитовая биотит-амфибол-габбуритовая; кварц-биотит габбуритовая; фаялит габбуритовая; габбро-диоритовая; диорит-кварц-диоритовая	18;40;47;48;52;53;56;58;78;1 59;161; E27; F81; K4; L13; N6 J9 41;42;43;46;55;57;162; 3;7;8;10;17;22; M8 59;60;61;62;64;65;66; 163; 13-авт; 2-авт; 20-авт; 4-авт;
Банатит-гранитовая	Щелочно-гранитовая; Гранитная (подкисленная)	Гранодиорит-тоналитовая; пироксен-гранитовая; биотит-амфибол-гранитовая; гранитовая; Гранит-порфировая; Микропегматит-гранитная; Средне-мелкозернисто-гранитная; Гранит-аплитовая	12-авт 75; 88; 89; 164; 183; D8; 1;6;11;12;13;14;19;25;86;90;9 2;96;97;99;165;166;167;170; 171;172;173; 69;70;76;82;83;84;85;91;93;9 5;127;140; 143;145;153;178;181; A37; B13; C5; E25; H37; 44;80;100;101;102;103;104;1 05;175;177;20;21;24;26;27;2 8;67;71;72;73;74;87;98;113;1 15;117;118;120;122;124;126; 128;130;131;133;136;146;14 7;148;168;169;190;191;192; F16; 2;4;5;9;15;16;23;79;176;179; 180;182;183;187; 68; 81; 106; 107; 108; 109; 110; 111; 112; 114; 119; 129; 132; 134; 135; 138; 141; 142; 144; 149; 150; 151; 152; 154; 155; 156; 157; 185; 186; 188; 189; 77; 94; 116; 121; 125; 137; 139; 174; G8;

Габбро-гарцбургитовая формация

Гипербазитовая серия «В»

К данной формации относится апотектическая серия подщелоченных основных-ультраосновных пород. К гипербазитовой серии «В» относятся породы типа: гарцбургит, троктолит, ОI-габбро-норит, ОI-норит, ОI-габбро и слюдяной перидотит. Согласно исследованиям Геворкяна, Клиш основная родоначальная толеитовая магма имела состав габбро-норитов. Порядок кристаллизации совпадает как представленными на 7-компонентной диаграмме Лодочникова очередностью, так и соответственно совмещенным диаграммам состав-парагенезис по Коржинскому и векторной диаграмме по Заварицкому. Загрязнение магмы сиалическим материалом происходит на уровне пород норит – габбро-норит, наглядно представленных также на вышеназванных диаграммах.

Повышение щелочности расплава привело к нарушению в системе расплав и, таким образом, нарушилось химическое равновесие, т.е. протекает ускоренная реакция в сторону образования ее продуктов, которая согласно принципа *Ле Шателье* приводит к образованию пород различных фаций гипербазитовой серии.

Однако по представлениям немецких авторов (Финкс и др.) решающим процессом кристаллизации ультраосновных дифференциатов является *гравитационная дифференциация*. Следовательно, происходит фракционирование ультраосновных дифференциатов с образованием кумулята в магматической камере. Они считают, что происходят колебания химического состава пород, которыми представлена интрузия, а родоначальный примитивный расплав носит мантийный характер.

По представлениям других немецких ученых (Шваб и др., «Геология Заксен-Анхальта», 2008 [103]) трудно представить, что в конце верхнего карбона глубинные разломы рейнского простирания могли транспортировать оливин-толеитовый расплав. По мнению (Кребса и Вахендорфа, «Геология Заксен-Анхальта», 2008), ультрабазитовый комплекс представляет собой плиту, приподнявшуюся в период внедрения плутона. Франкке предполагает, что ультрабазиты представляют собой трещинную интрузию [103].

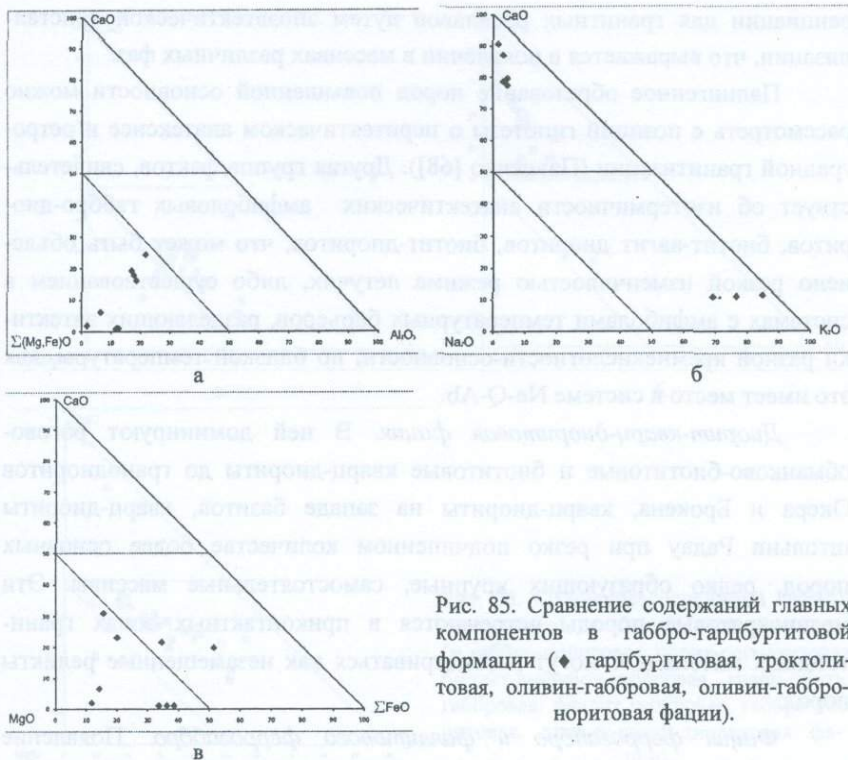


Рис. 85. Сравнение содержаний главных компонентов в габбро-гарцбургитовой формации (◆ гарцбургитовая, троктолитовая, оливин-габбровая, оливин-габброноритовая фации).

Банатитовая (габбро-диорит-кварц-диоритовая) формация Щелочно-земельная базальтовая (толеитовая) серия «А»

К данной формации относится эвтектическая щелочно-земельная базальтовая (толеитовая) серия «А». К ней относятся породы типа: габбро-норит, норит-пегматит, биотит-амфибол-габбро, кварц-биотит габбро, фаялитовое габбро, габбро-диорит, диорит-кварц-диорит.

Габбро-диоритовая формация обладает следующими особенностями: а) палингенное образование амфиболовых габбро-диоритов, диоритов и кварц-диоритов; б) тесная перемежаемость этих пород, включая их разнотемпературность.

Их выплавление шло при близких, но не равных температурах. Именно эта разнотемпературность и обуславливает возможность диффе-

ренциации для гранитных расплавов путем апозвтектической кристаллизации, что выражается в появлении в массивах различных фаз.

Палингенное образование пород повышенной основности можно рассмотреть с позиций гипотезы о перитектическом анатексисе и ретроградной гранитизации (Павленко [68]). Другая группа фактов, свидетельствует об изотермичности анатектических амфиболовых габбро-диоритов, биотит-авгит диоритов, биотит-диоритов, что может быть объяснено резкой изменчивостью режима летучих, либо существованием в системах с амфиболами температурных барьеров, разделяющих эвтектики разной кремнекислотности-основности, но близкой температуры, как это имеет место в системе Ne-Q-Ab.

Диорит-кварц-диоритовая фация. В ней доминируют рогово-обманково-биотитовые и биотитовые кварц-диориты до гранодиоритов Окера и Брокена, кварц-диориты на западе базитов, кварц-диориты штольни Радау при резко подчиненном количестве более основных пород, редко образующих крупные, самостоятельные массивы. Эти меланократовые породы встречаются в приконтактных зонах гранитоидных массивов и могут рассматриваться как незамещенные реликты пород.

Фация феррогаббро и фаялитового феррогаббро. Появление фации феррогаббро и фаялитового феррогаббро следует связывать с процессом повышения щелочности расплава. Кристаллизационная фракционная дифференциация в условиях повышения щелочности в магматической системе на примере магматического комплекса Гарца подтверждает фенеровский или толеитовый тренд кристаллизации, а возрастание щелочности в расплаве является подтверждением процессов ассимиляции, контаминации и гибридизма расплавом сиалическим материалом.

Приведенные петрохимические диаграммы ($MgO/MgO+FeO/Na_2O+K_2O$, $MgO/MgO+FeO/SiO_2$ или Na_2O+K_2O/SiO_2) и др. свидетельствуют о том, что наиболее магнезиальные базальты в процессе дифференциации (уменьшения содержания MgO) сильно обогащаются железом, вплоть до образования феррогаббро.

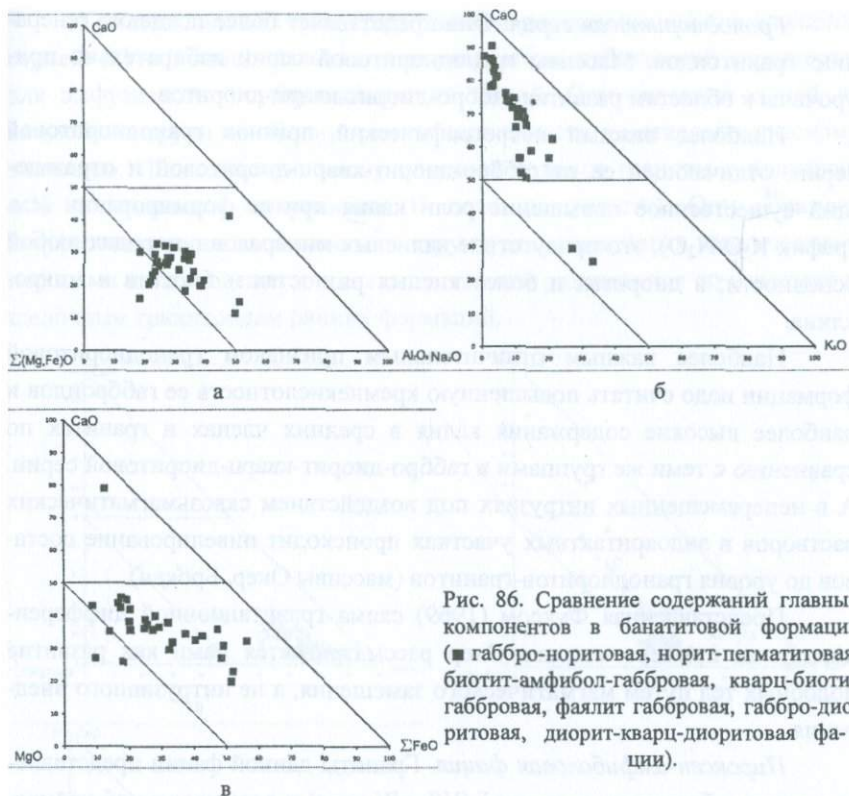


Рис. 86. Сравнение содержаний главных компонентов в банатитовой формации (■ габбро-норитовая, норит-пегматитовая, биотит-амфибол-габбровая, кварц-биотит габбровая, фаялит габбровая, габбро-диоритовая, диорит-кварц-диоритовая фации).

Банатит-гранитовая формация

Банатит-гранитовая серия «С»

К данной формации относится апоэвтектическая банатит-гранитовая серия «С». К ней относятся породы типа: гранодиорит-тоналит, пироксеновый гранит, биотит-амфиболовый гранит, гранит-порфир, микропегматит-гранит, средне-мелкозернистый гранит, гранит-аплит.

Принципиально новую петрохимическую серию слагают в Гарце *граниты*. По своему тектоническому положению они относятся к этапу формирования крупных разломных структур. По всем петрографическим и петрохимическим признакам граниты Гарца уверенно относятся к банатит-гранитной формации.

Гранодиоритовая серия. Она представляет более позднюю генерацию гранитоидов. Массивы гранодиоритовой серии избирательно приурочены к областям развития габбро-диорит-кварц-диоритов.

Наиболее важный петрографический признак гранодиоритовой серии, отличающей ее от габбро-диорит-кварц-диоритовой и отражающий существенное повышение роли калия при ее формировании (см. график K_2O/N_2O), это присутствие калиевых минералов в породах любой основности; в диоритах и более кислых разностях – биотита и микроклина.

Наиболее важным отличительным признаком гранодиоритовой формации надо считать повышенную кремнекислотность ее габброидов и наиболее высокие содержания калия в средних членах и гранитах по сравнению с теми же группами в габбро-диорит-кварц-диоритовой серии. А в неперемещенных интрузиях под воздействием сквозьмагматических растворов в эндоконтактных участках происходит нивелирование составов до уровня гранодиоритов-гранитов (массивы Окер, Брокен).

Представленная Фуксом (1969) схема гравитационной дифференциации на примере массива Окер рассматривается нами как развитие подобных тел путем магматического замещения, а не интрузивного внедрения.

Пироксен-амфиболовая фация. Граниты данной фации представлены двумя субсериями: щелочной (*VI→IV поле*) и расщелоченной-кремнекислой (*IV→II поле*). Последняя серия характерна для подкисленных гранит-порфиров. Переход от пироксеновых гранитов к амфиболовым связан с дальнейшим понижением щелочности и увеличением кремнекислотности, связанных, по-видимому, с ассимиляцией кварцитовых пород массива Аккер-Брухберга. В частности, в этих породах отмечается присутствие гибридных структур и факты обратных взаимоотношений цветных минералов. Это свидетельствует о перитектическом смещении котектик плавления расплава.

Апоэвтектическая серия подкисленных гранит-порфиров «С». К ней относятся породы типа: гранит-порфир, микропегматитовый гранит, средне-мелкозернистый гранит, гранит-аплит, которые относятся к пост-коллизийному орогенному этапу.

Граниты данной серии представлены *расщелоченной-кремнекислой* серией: (IV→II поле). Аналогичные результаты наблюдений характерны для эффузивной и субвулканической фаций. Они являются одной из важнейших групп по объему гранитоидов области и металлогеническому значению. Подавляющую массу массивов слагают граниты с повышенным содержанием микроклина (II поле щелочности). Они образуют дифференцированные массивы в структурах, сложенных сиалическими породами и наблюдения показывают, что они развиваются по известково-щелочным гранитоидам ранних формаций.

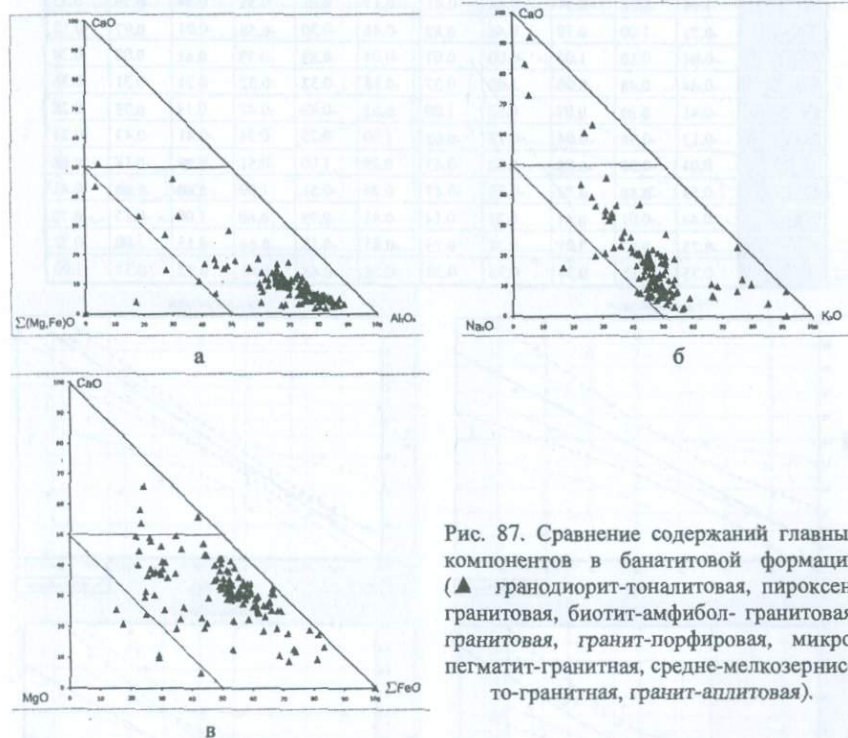


Рис. 87. Сравнение содержаний главных компонентов в банатитовой формации (▲ гранодиорит-тоналитовая, пироксен-гранитовая, биотит-амфибол-гранитовая; гранитовая, гранит-порфировая, микропегматит-гранитная, средне-мелкозернисто-гранитная, гранит-аплитовая).

Статистический анализ

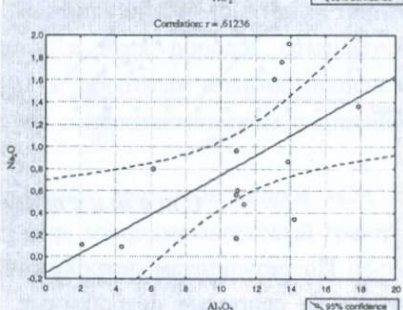
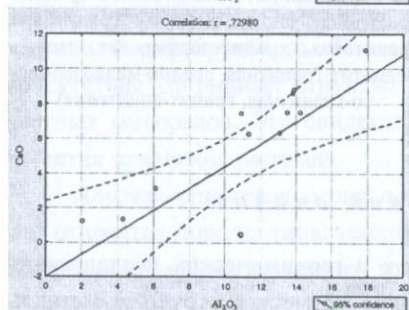
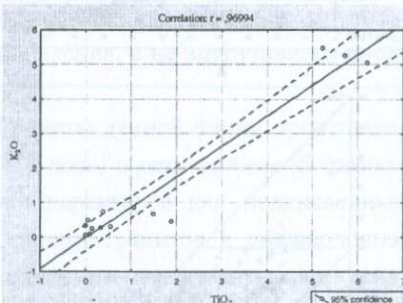
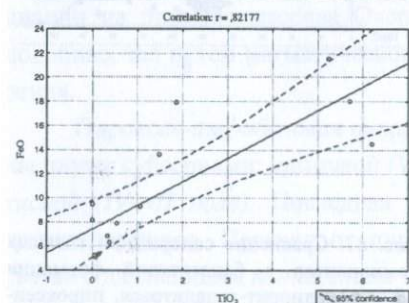
По результатам петрохимических и геохимических исследований пород на основные петрогенные, редкие элементы и рудные металлы

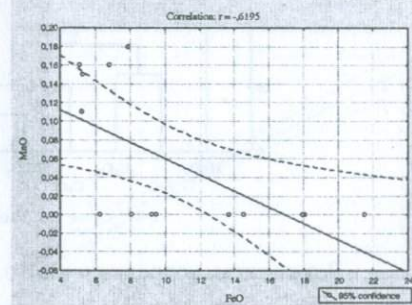
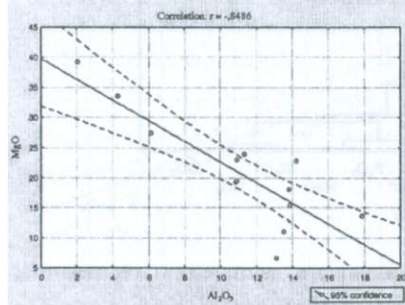
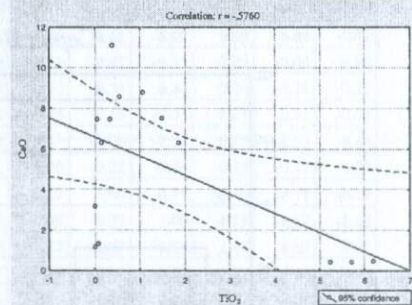
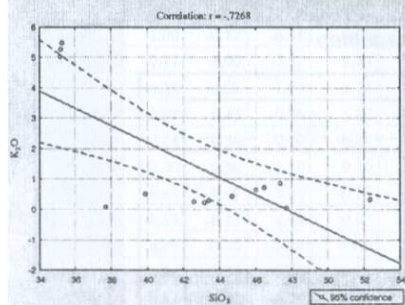
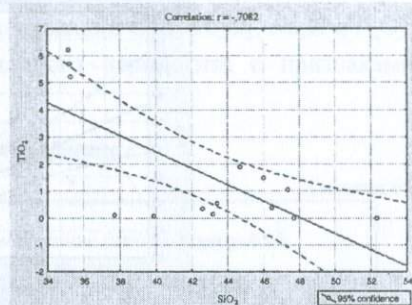
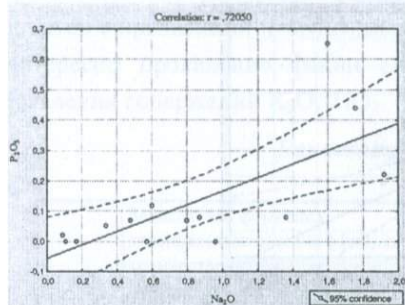
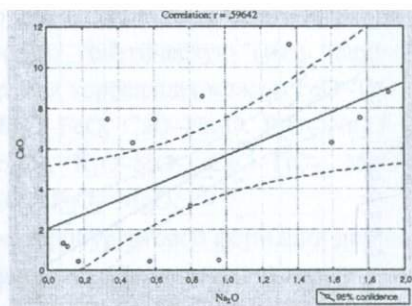
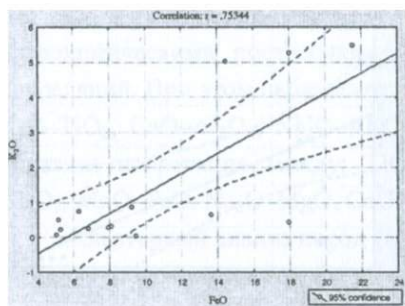
ниже выполнено методами математической статистики корреляционные и кластерные анализы. Последние выполнены в соответствии с формационной классификацией пород, описанной выше.

Габбро-гарцбургитовая формация

Таблица 68

Габбро-гарцбургитовая формация красным отмечены коэффициенты корреляции значимые при $p < 0.05$ количество проб 14											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1.00	-0.71	-0.04	-0.44	-0.41	-0.17	0.01	0.51	0.44	-0.73	0.35
TiO ₂	-0.71	1.00	0.10	0.48	0.82	-0.46	-0.30	-0.58	-0.01	0.97	-0.13
Al ₂ O ₃	-0.04	0.10	1.00	-0.00	0.07	-0.04	-0.85	0.73	0.61	0.08	0.34
Fe ₂ O ₃	-0.44	0.48	-0.00	1.00	0.37	-0.13	-0.32	-0.32	0.21	0.31	0.36
FeO	-0.41	0.82	0.07	0.37	1.00	-0.62	-0.43	-0.47	0.14	0.75	0.28
MnO	-0.17	-0.46	-0.04	-0.13	-0.62	1.00	0.29	0.24	-0.41	-0.43	-0.24
MgO	0.01	-0.30	-0.85	-0.32	-0.43	0.29	1.00	-0.51	-0.79	-0.18	-0.68
CaO	0.51	-0.58	0.73	-0.32	-0.47	0.24	-0.51	1.00	0.60	-0.60	0.41
Na ₂ O	0.44	-0.01	0.61	0.21	0.14	-0.41	-0.79	0.60	1.00	-0.15	0.72
K ₂ O	-0.73	0.97	0.08	0.31	0.75	-0.43	-0.18	-0.60	-0.15	1.00	-0.32
P ₂ O ₅	0.35	-0.13	0.34	0.36	0.28	-0.24	-0.68	0.41	0.72	-0.32	1.00





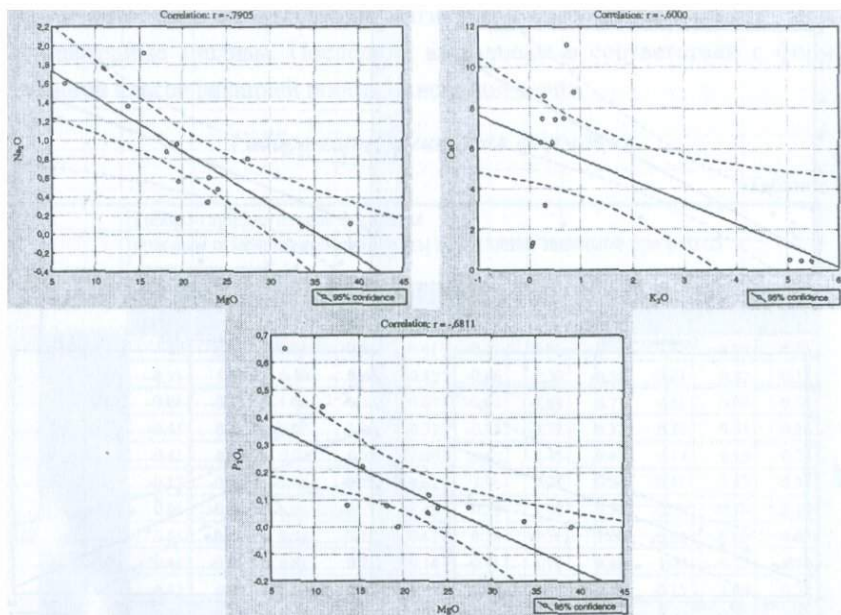


Рис. 87 (1-15).

Серия В – кластер

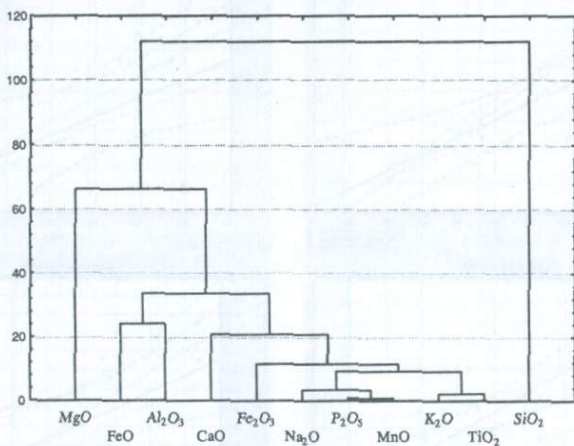


Рис. 88.

Результаты корреляционного анализа по выявлению геохимических связей между породообразующими компонентами габбро-гарцбург-

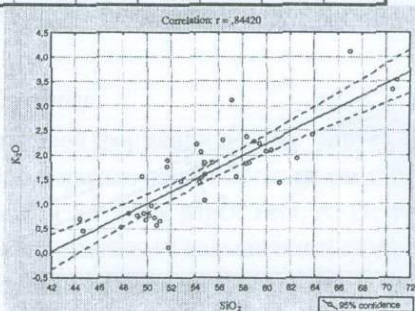
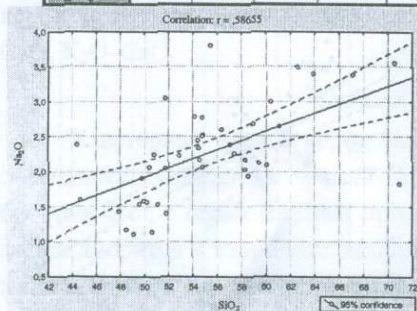
гитовой формации демонстрируют по аналогии с выявленными ранее петрохимическими построениями тесную генетическую связь парных корреляций. При этом наблюдается прямая корреляция между: FeO–TiO₂, K₂O–TiO₂, CaO–Al₂O₃, Na₂O–Al₂O₃, K₂O–FeO, CaO–Na₂O, P₂O₅–Na₂O и обратная корреляция между: TiO₂–SiO₂, K₂O–SiO₂, CaO–TiO₂, MgO–Al₂O₃, MnO–FeO, Na₂O–MgO, CaO–K₂O и P₂O₅–MgO.

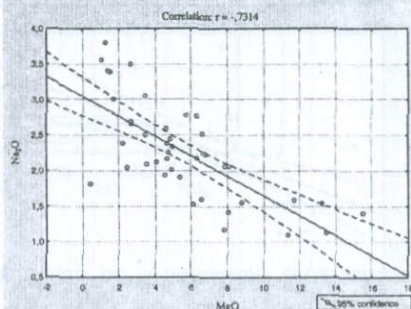
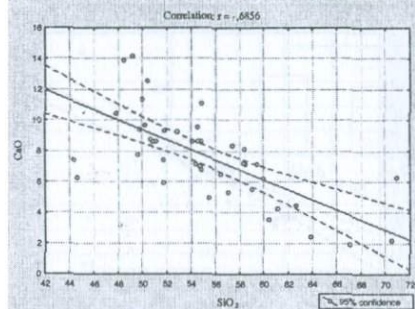
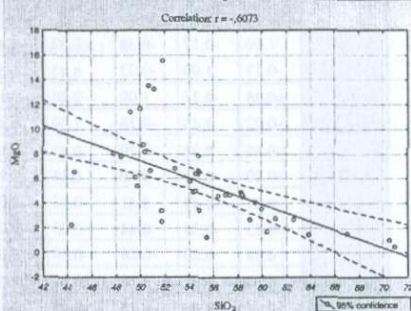
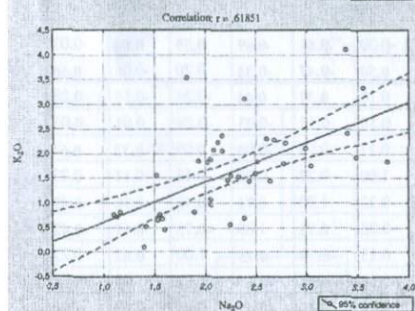
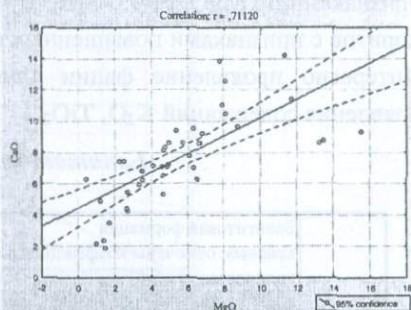
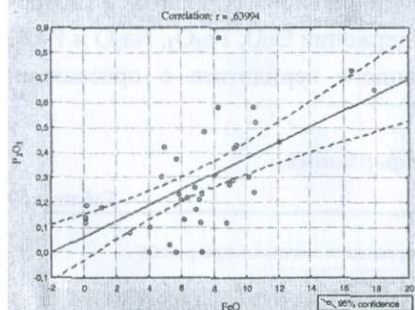
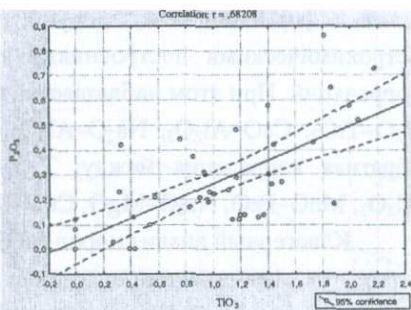
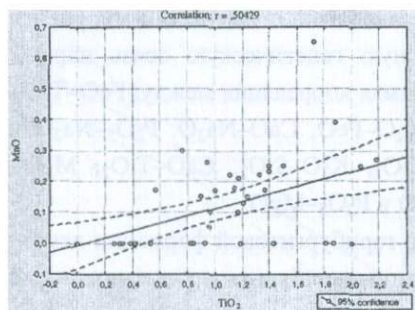
Кластерный анализ пород габбро-гарцбургитовой формации демонстрирует с очевидностью отделение фации гарцбургитов с повышенными признаками по MgO, FeO, Al₂O₃ от фации оливинных норитов и габбро-норитов с признаками повышенных содержаний CaO, Fe₂O₃, Na₂O и P₂O₅. Интересно проявление фации слюдянного перидотита с признаками появления содержаний K₂O, TiO₂.

Банатитовая формация

Таблица 69

Банатитовая формация красным отмечены коэффициенты корреляции значимые при $p < 0.05$ количество проб 43											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1.00	-0.17	-0.38	-0.02	-0.46	-0.20	-0.61	-0.69	0.59	0.84	-0.07
TiO ₂	-0.17	1.00	-0.22	0.43	0.30	0.50	-0.47	-0.33	0.20	-0.04	0.68
Al ₂ O ₃	-0.38	-0.22	1.00	-0.26	-0.10	0.10	0.31	0.44	-0.24	-0.26	-0.28
Fe ₂ O ₃	-0.02	0.43	-0.26	1.00	-0.45	0.16	-0.13	-0.03	-0.09	0.01	-0.03
FeO	-0.46	0.30	-0.10	-0.45	1.00	0.11	-0.05	-0.08	0.09	-0.33	0.64
MnO	-0.20	0.50	0.10	0.16	0.11	1.00	-0.22	-0.08	0.13	-0.11	0.23
MgO	-0.61	-0.47	0.31	-0.13	-0.05	-0.22	1.00	0.71	-0.73	-0.71	-0.49
CaO	-0.69	-0.33	0.44	-0.03	-0.08	-0.08	0.71	1.00	-0.75	-0.67	-0.42
Na ₂ O	0.59	0.20	-0.24	-0.09	0.09	0.13	-0.73	-0.75	1.00	0.62	0.27
K ₂ O	0.84	-0.04	-0.26	0.01	-0.33	-0.11	-0.71	-0.67	0.62	1.00	0.03
P ₂ O ₅	-0.07	0.68	-0.28	-0.03	0.64	0.23	-0.49	-0.42	0.27	0.03	1.00





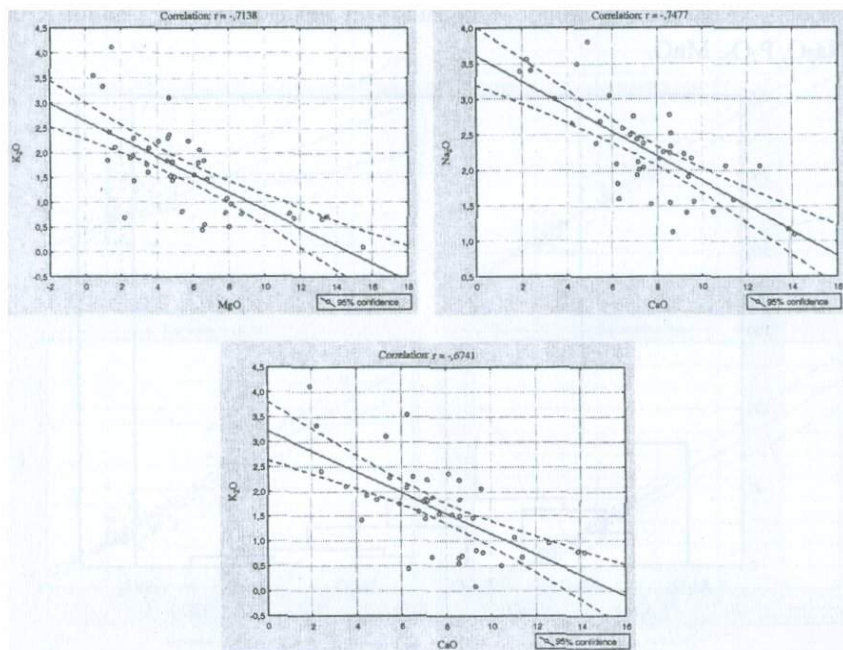


Рис. 89 (1-13).

Результаты корреляционного анализа по выявлению геохимических связей между породообразующими компонентами банатитовой формации демонстрируют по аналогии с выявленными ранее петрохимическими построениями тесную генетическую связь парных корреляций. При этом наблюдается прямая корреляция между: $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{MnO}-\text{TiO}_2$, $\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$, $\text{P}_2\text{O}_5-\text{FeO}$, $\text{CaO}-\text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ и обратная корреляция между: $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-\text{SiO}_2$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$.

Серия А – кластер

Кластерный анализ пород банатитовой формации демонстрирует с очевидностью отделение фаций габбро-норитов, норит-пегматитов габбро-диоритов с повышенными признаками по: CaO , MgO , FeO , Al_2O_3 от фаций диоритов и кварцевых диоритов с признаками повышенных содержаний: Fe_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 . Интересно проявление фации биотит-амфибол-

габбро, кварц-биотит-габбро с признаками появления содержания K_2O , Na_2O , P_2O_5 , MnO .

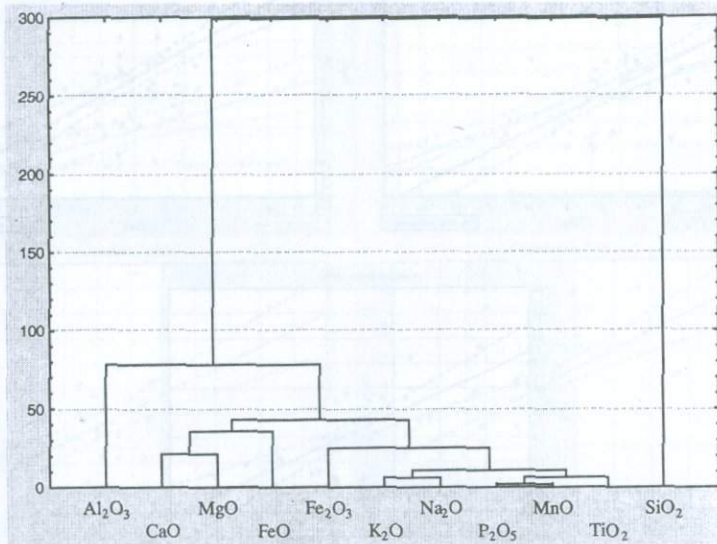
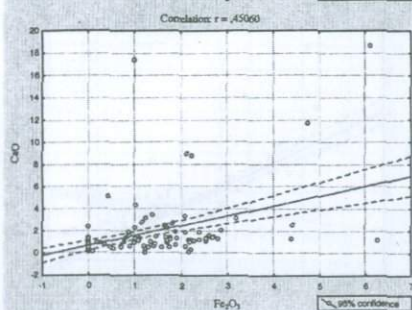
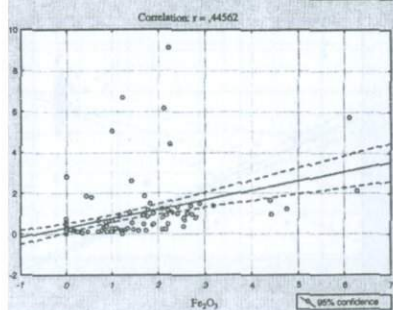
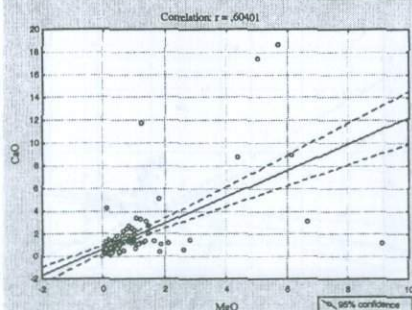
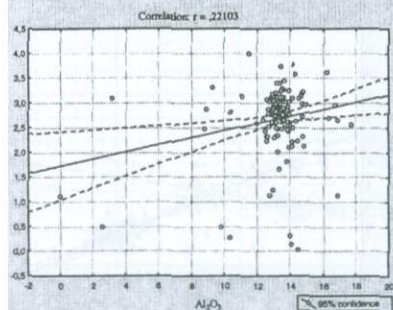
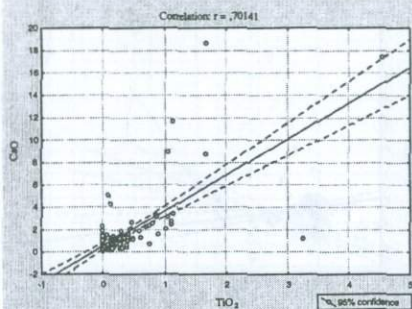
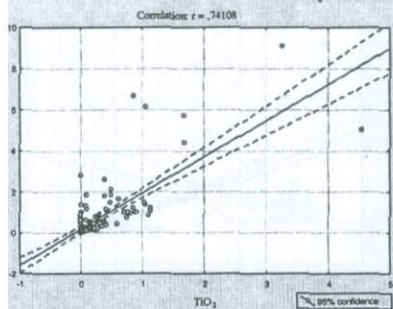
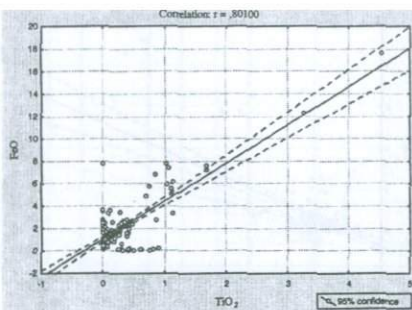
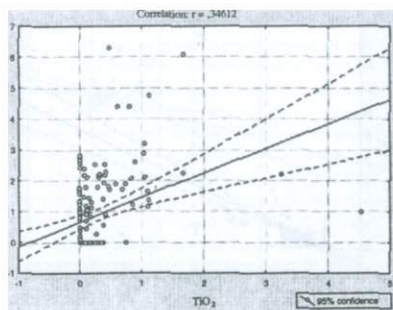


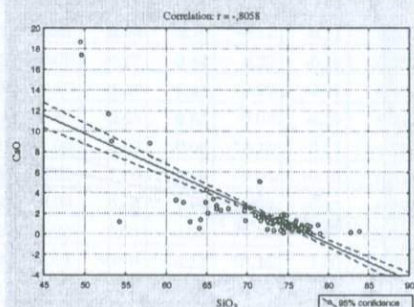
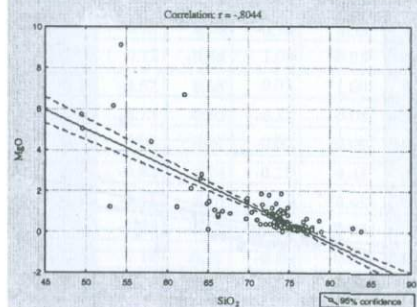
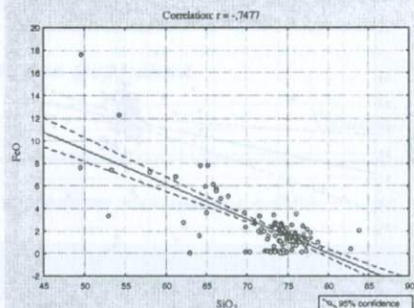
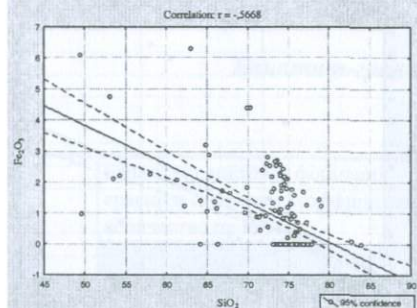
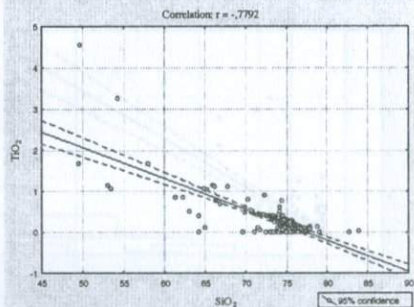
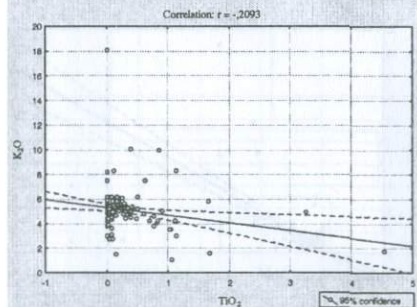
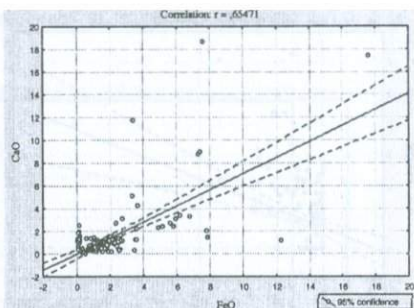
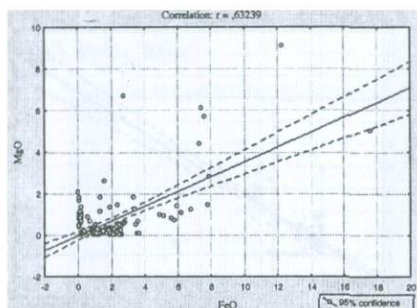
Рис. 90.

Банатит-гранитовая формация

Таблица 70

Банатит-гранитовая формация красным отмечены коэффициенты корреляции значимые при $p < 0.05$ количество проб 149											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1.00	-0.78	0.12	-0.57	-0.75	-0.02	-0.80	-0.81	-0.03	0.11	-0.44
TiO ₂	-0.78	1.00	-0.38	0.35	0.80	0.01	0.74	0.70	-0.12	-0.21	0.23
Al ₂ O ₃	0.12	-0.38	1.00	-0.03	-0.32	-0.00	-0.27	-0.44	0.22	-0.26	-0.28
Fe ₂ O ₃	-0.57	0.35	-0.03	1.00	0.05	0.09	0.45	0.45	-0.09	-0.01	0.49
FeO	-0.75	0.80	-0.32	0.05	1.00	-0.01	0.63	0.65	-0.02	-0.29	0.21
MnO	-0.02	0.01	-0.00	0.09	-0.01	1.00	0.02	0.04	-0.28	-0.13	0.20
MgO	-0.80	0.74	-0.27	0.45	0.63	0.02	1.00	0.60	-0.04	-0.10	0.32
CaO	-0.81	0.70	-0.44	0.45	0.65	0.04	0.60	1.00	-0.09	-0.22	0.59
Na ₂ O	-0.03	-0.12	0.22	-0.09	-0.02	-0.28	-0.04	-0.09	1.00	-0.26	0.04
K ₂ O	0.11	-0.21	-0.26	-0.01	-0.29	-0.13	-0.10	-0.22	-0.26	1.00	-0.20
P ₂ O ₅	-0.44	0.23	-0.28	0.49	0.21	0.20	0.32	0.59	0.04	-0.20	1.00





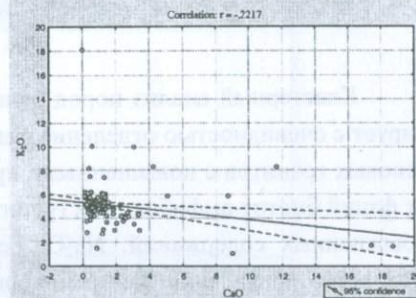
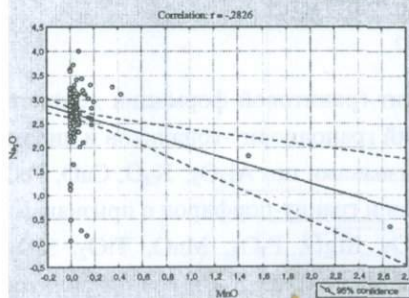
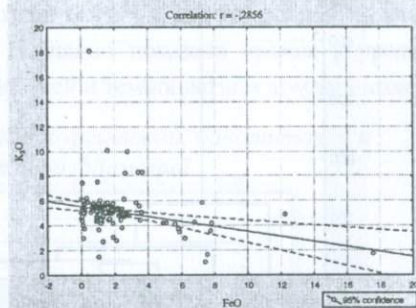
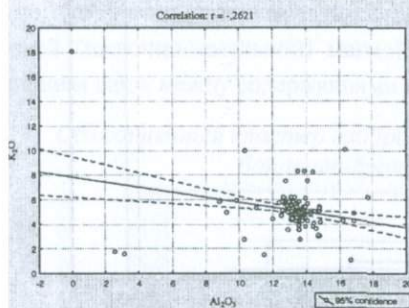
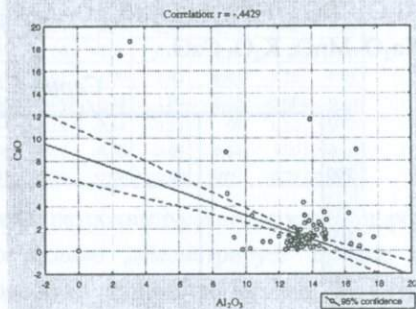
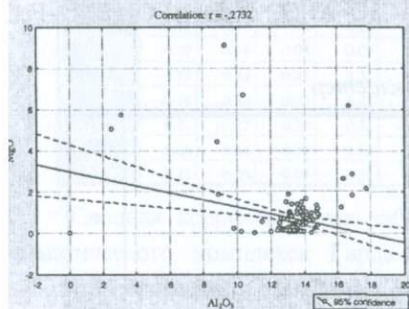
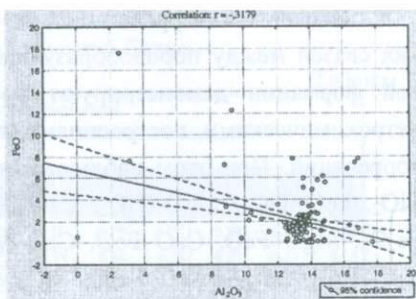
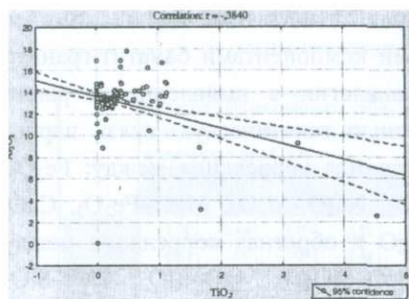


Рис. 91 (1-24).

Результаты корреляционного анализа по выявлению геохимических связей между породообразующими компонентами банатит-гранитовой формации демонстрируют по аналогии с выявленными ранее петрохимическими построениями тесную генетическую связь парных корреляций. При этом наблюдается прямая корреляция между: Fe_2O_3 – TiO_2 , FeO – TiO_2 , MgO – TiO_2 , CaO – TiO_2 , Na_2O – Al_2O_3 , MgO – Fe_2O_3 , CaO – Fe_2O_3 , MgO – FeO , CaO – FeO , CaO – MgO и обратная корреляция между: K_2O – TiO_2 , TiO_2 – SiO_2 , Fe_2O_3 – SiO_2 , FeO – SiO_2 , MgO – SiO_2 , CaO – SiO_2 , Al_2O_3 – TiO_2 , FeO – Al_2O_3 , MgO – Al_2O_3 , CaO – Al_2O_3 , K_2O – Al_2O_3 , K_2O – FeO , Na_2O – MnO , K_2O – CaO .

Серия С – кластер

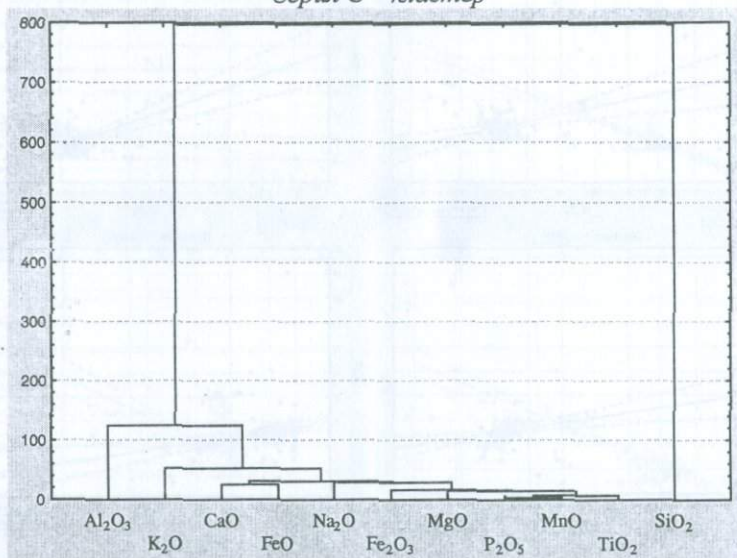


Рис. 92.

Кластерный анализ пород банатит-гранитовой формации демонстрирует с очевидностью отделение фаций гранодиорит-тоналитов и пироксеновых гранитов с повышенными признаками по: Al_2O_3 , K_2O , CaO , FeO от фаций биотит-амфиболовых гранитов и гранит-порфиров с признаками повышенных содержаний: Na_2O , Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 , MnO , TiO_2 , SiO_2 . Интересно проявление фаций микропегматит-гранитов и гранит-аплитов с аналогичными признаками.

*Сводная корреляционная таблица петрохимического состава пород
магматических формаций Гарца*

Таблица 71

Сводная корреляционная таблица трех формаций красным отмечены коэффициенты корреляции значимые при $p < 0.05$ количество проб 206											
	SiO ₂	TO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1.00	-0.64	-0.10	-0.52	-0.78	-0.05	-0.79	-0.76	0.51	0.66	-0.28
TO ₂	-0.64	1.00	-0.09	0.46	0.73	0.04	0.34	0.34	-0.27	-0.24	0.23
Al ₂ O ₃	-0.10	-0.09	1.00	0.07	-0.06	0.04	-0.23	0.20	0.19	-0.30	-0.05
Fe ₂ O ₃	-0.52	0.46	0.07	1.00	0.18	0.09	0.28	0.42	-0.23	-0.32	0.31
FeO	-0.78	0.73	-0.06	0.18	1.00	0.01	0.53	0.50	-0.34	-0.50	0.33
MnO	-0.05	0.04	0.04	0.09	0.01	1.00	-0.01	0.06	-0.18	-0.12	0.20
MgO	-0.79	0.34	-0.23	0.28	0.53	-0.01	1.00	0.43	-0.64	-0.55	-0.02
CaO	-0.76	0.34	0.20	0.42	0.50	0.06	0.43	1.00	-0.33	-0.65	0.40
Na ₂ O	0.51	-0.27	0.19	-0.23	-0.34	-0.18	-0.64	-0.33	1.00	0.24	0.07
K ₂ O	0.66	-0.24	-0.30	-0.32	-0.50	-0.12	-0.55	-0.65	0.24	1.00	-0.26
P ₂ O ₅	-0.28	0.23	-0.05	0.31	0.33	0.20	-0.02	0.40	0.07	-0.26	1.00

Сводная корреляционная таблица петрохимического состава пород магматического комплекса Гарца отчетливо демонстрирует прямые и обратные связи между главными породообразующими компонентами, которые однозначно указывают на связь гранитоидов с родоначальной базальтовой (щелочно-земельной) магмой. Наглядно показана прямая корреляционная связь между содержаниями щелочей и темновесных компонентов.

Объединенный кластер габбро-гарцбургитовой, банатитовой и банатит-гранитовой формаций

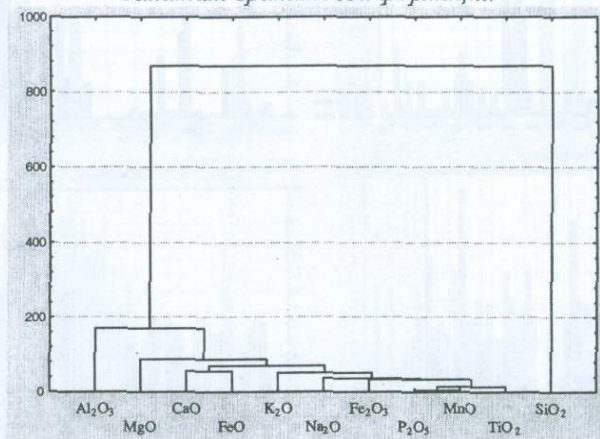
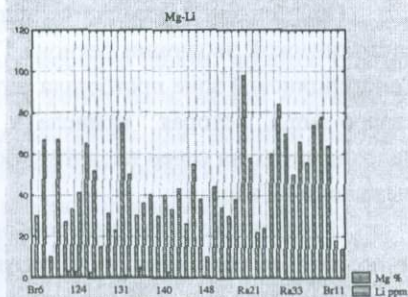
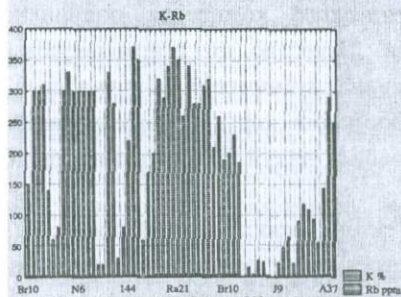
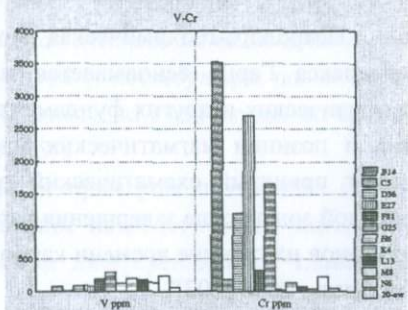
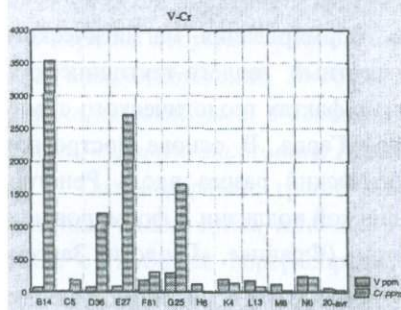
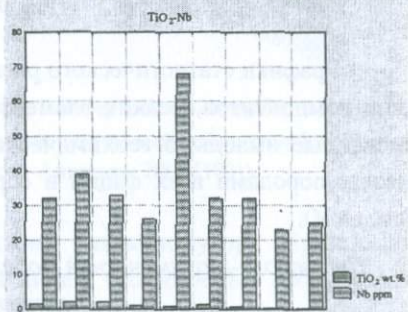
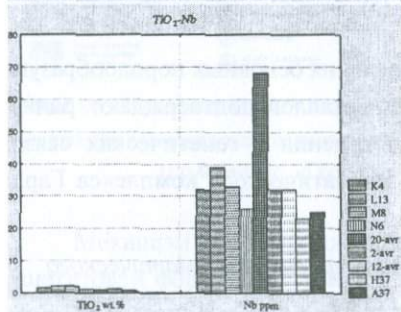
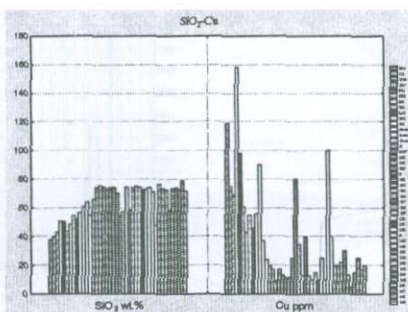
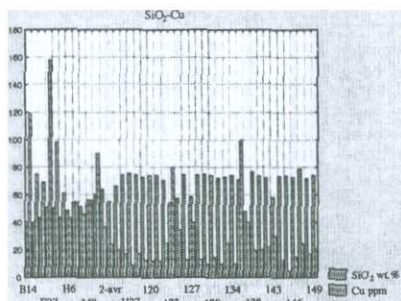


Рис. 93.

Объединенная схема кластеров габбро-гарцбургитовой, банатитовой и банатит-гранитовой формаций выявляет генетические связи между отдельными формациями и одновременно показывает их однозначную принадлежность к исходной базальтовой (толеитовой) магме, кристаллизовавшейся в условиях колеблющейся активности щелочей.

Графики распределения основных породообразующих компонентов, редких элементов и металлов





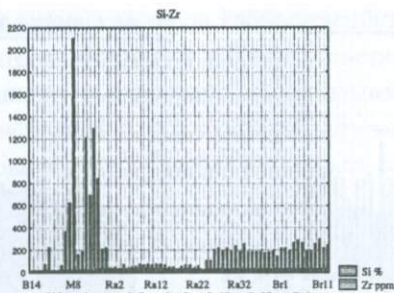


Рис. 94 (1-15).

Графики статистического распределения основных породообразующих компонентов, редких элементов и металлов подтверждают раннее сделанные выводы о геохимическом поведении и генетических связях между породами всех фаций и серий магматического комплекса Гарца (см. гл V).

Петролого-геохимическая модель формирования магматического комплекса Гарца

Петролого-геохимическая модель формирования магматического комплекса Гарца основывается на известных геолого-тектонических, геофизических и других фундаментальных фактах геологического строения и позиции магматических массивов Гарца. В основе построения лежит принятый схематический геологический разрез вдоль Реногерцинской зоны после завершения варисцийской коллизии и формирования плутонов на границе времени карбон–пермь (Францке, «Геология Заксен-Анхальт», 2008 [103]).

Образование формаций магматического комплекса подчинено тектонической эволюции региона Гарца. Известно, что в этот период в Реногерцинской зоне произошла интенсивная компрессия на юго-восток–северо-запад, которая привела к деформации коры и формированию направленных на север надвигов, покровов и чешуй. Это особо наглядно выражено в Гарце.

В результате указанных геолого-тектонических событий произошла многократная гранитизация с соответствующими резкими колебаниями уровней щелочности и миграции магматических очагов расплавов.

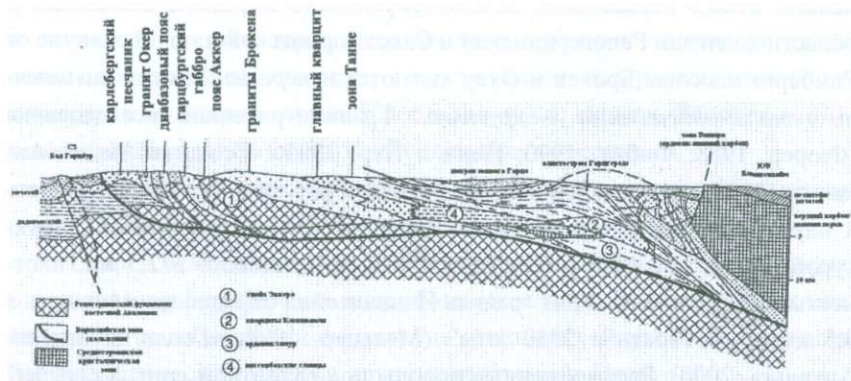


Рис. 95. Схематический СЗ-ЮВ разрез через Реногерцинскую зону Гарца, после завершения вариссийской коллизии и внедрения плутонов на границе карбона-перми (по Франкке, «Геология Заксен-Анхальт», 2008 [103]).

Механизм гранитизации аналогичен описанному при образовании банатитовой формации с той лишь разницей, что *исходным субстратом* здесь служат диориты и кварц-диориты, а не осадочно-метаморфические породы. Ведущим процессом домагматического метасоматоза является микроклинизация. То есть, как правило, последующие палингенные формации возникают в основной своей массе за счет вещества предыдущих («правило экономии», Павленко [68]).

Таким образом, граниты являются примером повторного многократного палингенеза, имеющего огромное петрологическое значение в связи с глубоким перераспределением и дифференциацией главных и редких компонентов в этом процессе.

Палингенное происхождение доказывается прямыми наблюдениями гранитизированных и интрузивных пород в целом, процесс образования магматических пород формаций может быть назван «полиэвтектическим анатексисом», особенно характерным для гранитов массивов Очер и Брокен. Массив Рамберг представляет магматическую анатектическую интрузию, доказанную также геофизическими методами как *перемещенная интрузия*. По геофизическим исследованиям массив Рамберг представляет собой штокообразное тело (Фибих, «Геология Заксен-Ан-

хальт», 2008), образованное за счет глубинного корового анатексиса в области коллизии Реногерцинской и Саксотюрингской плит. В отличие от Рамберга массивы Брокен и Окер являются *неперемещенными палингено-метасоматическими интрузиями*. Гравиметрические исследования (Фюрер, 1988; Фибих, 1990; Йенч и Йар, 1995; «Геология Заксен-Анхальт», 2008) показали, что плутон Брокен образует в противоположность к плутону Рамберг, неглубинную пластину с лакколитообразной структурой. Гранитное тело имеет максимальную мощность в 2,5 км, плотностью в 2630 кг/м³, а для гранита Ильзештейна определена мощность в 3,5 км и плотность в 2580 кг/м³ (Мельцер, 1994; «Геология Заксен-Анхальт», 2008). Расположенные породы под гранитной плитой соответствуют по плотности в 3000 кг /м³ породам габбрового состава. Лакколитообразной структурой обладает также массив Окер (Фукс). Таким образом, при образовании палингенных пород важнейшими признаками гранитоидного магматизма, это: *отсутствие батолитов, присутствие замкнутых караваевообразных форм гранитоидных тел с неглубоко залегающей подошвой (массивы Окер и Брокен), лишенных подводящих каналов расплавов; ненормальная последовательность кристаллизации пород в гранитоидных сериях палингенного происхождения.*

Подкисление или «расщелачивание» особенно наглядно представлено в массиве Брокен с образованием нормальных, микропегматитовых, друзовых, порфириновых и др. гранитов, а также в массиве Рамберг с образованием двухслюдяных гранитов и кварц-слюдяной фации можно объяснить «гипотезой волны кислотных компонентов» и теорией метасоматической зональности по Коржинскому. При кристаллизации магм потоки восходящих сквозь магматических и послемагматических растворов обогащаются поблизкими кислотными компонентами, не входящими в состав минералов, которые быстрее других компонентов раствора просачиваются с образованием в потоке раствора «опережающей волны» повышенной концентрации кислотных компонентов. Кислотность растворов резко возрастает при конденсации или соответствующем уплотнении растворов.

В этой стадии происходит выщелачивание оснований из пород, обычно компенсируется осаждением кремнезема. Растворение оснований

происходит в порядке понижающейся основности, но также в зависимости от среднего состава пород в соответствии с общими закономерностями метасоматической зональности, то есть малое содержание основного компонента благоприятствуют более раннему его выносу. Вслед за достижением максимальной кислотности наступает инверсия.

По петролого-геохимическим данным, вышеописанные процессы происходили поступательно по отдельным этапам:

I этап – вслед за тектонической компрессией происходит внедрение от зоны Аккер-Брухберг на запад базальтового (толеитового) расплава. Внедрение последнего происходит по разломам рейнского направления. Формируется асимметричный интрузивный массив Окер;

II этап – происходит ассимиляция корового материала базальтовым расплавом и в результате формируется банатитовая формация, сложенная габбро-диорит, диорит, кварц-диоритовыми фациями. Уровень щелочности расплавов первых двух этапов эволюции соответствует I–V полям (по Д.С. Коржинскому). Геохимически это выражается в преобладании натрия над калием;

III этап – происходит резкое смещение подошвы тектонического покрова вдоль варисийской зоны скольжения, по Восточно-Авалонскому кристаллическому фундаменту, а вслед за этим и резкое повышение калиевой щелочности (микроклинизация) за счет интенсивных процессов палингенеза. Вследствии этого происходит формирование-отделение габбро-гарцбургитовой формации с признаками повышенной щелочности (слюдянные перидотиты) от толеитового расплава;

IV этап – происходит дальнейшее смещение покрова вдоль подошвы скольжения по направлению от севера-запада к юго-востоку. Следует дальнейшее повышение щелочности расплава. Интересно, что магматический очаг сместился вдоль контакта массива Ильзештейн в сторону «грано-диоритовой зоны» до сочленения с массивом микропегматитовых гранитов Брокена. Такое смещение подтверждается структурой трахитоидности и формированием гибридных пород типа: друзовой микропегматитовый гранит, аплитовый гранит, мелкозернистый друзовый гранит, среднезернистый микропегматитовый гранит, письменный (эвтектоидный) гранит, роговообманковый гранит-порфир, зеленый и светлый

авгитовый гранит, роговообманковый гранит средне- и грубозернистый, крупнозернистый биотитовый гранит, нормальный среднезернистый гранит. А образование микропегматитовых гранитов связано, вероятно, именно с повышением активности летучих и высокой температурой расплава в приконтактной зоне. Геохимически это выражается в преобладании калия над натрием;

V этап – происходит дальнейшее смещение чехла вдоль Северного разлома Гарца и последующая ассимиляция кварцитов Аккер-Брухберга. Это приводит к повышению кремнекислотности расплава и сравнительному понижению уровня щелочности, что выразилось перитектическими смещениями вдоль котектических кривых кристаллизации расплава (от IV к II полю). Петрологически это выражается в переходе от пироксеновых гранитов к роговообманковым гранитам;

VI этап – вдоль варисцийской зоны скольжения происходит дальнейшее смещение к юго-востоку магматического очага с последующим формированием порфировых гранитов массива Рамберг. В последующем, в следствии изменения направленности тектонических разломов эггического направления происходит процесс грейзенизации пород массива Рамберг, с последующим формированием двуслюдянных гранитов и кварц-слюдистых измененных пород.

Основное содержание приведенной петролого-геохимической модели сводится к миграции родоначального толеитового магматического очага с последовательным смещением в сторону образования гранитоидов за счет прогрессирующего палингенеза, магматического замещения и метасоматоза. Движущей силой этих процессов безусловно являлись нарастающие тектонические напряжения вдоль варисцийской зоны скольжения (И. Клиш).

Петрогенезис магматического комплекса Гарца и центральной Армении в связи с эволюцией базальтоидных серий

Среди многих аспектов петрогенезиса магматического комплекса наиболее решающим и *ключевым* является рассмотрение *физико-химических* аспектов проблемы.

Считается, что образование базальтоидных серий связано с возникновением специфических условий на различных стадиях эволюции главных магматических ассоциаций и может быть обусловлено следующими факторами:

Кристаллизация в условиях повышенной щелочности, возникающей а) при взаимодействии сквозьмагматических растворов кислых магм с основными и карбонатными вмещающими породами; б) при фракционной ассимиляции сиалических пород ультраосновной и основной магмой или проникновение в нее метасоматических растворов вмещающих сиалических пород.

Десиликация путем отдачи кремнекислоты во вмещающие, недосыщенные по отношению к магме кремнекислотой породы.

По преобладанию первого или второго фактора в образовании гранитной ветви выделяется два генетических типа гранитных пород: дифференцированных и подкисленных, исключая «ювенильный» тип, являющийся результатом развития главных магматических линий. Доминирующее значение имеет дифференцированный тип, проявляющийся в ассоциациях всех полей щелочности и на любых уровнях дифференциации, т.е. в связи с ультраосновной, основной и гранитоидной магмой и объединяющий ранние полевошпатовые разности и поздние, эвтектические щелочногранитоидные.

Другим не менее важным фактором является «*апотектическая кристаллизация*» в ходе магматической дифференциации, механизм которой был предложен А.С. Павленко и поддержан Р.Г. Геворкяном в связи с рассмотрением соотношения щелочно-земельных и щелочных базальтоидных серий Базумо-Памбакской области Армении.

На физико-химическом освещении предложенного механизма остановимся ниже.

В определенных тектонических условиях за счет каждой из магм (ультраосновной, основной и кислой) могут образоваться в ходе дифференциации щелочные или гранитные породы, что также согласуется с современными представлениями.

Прежде, чем перейти к обсуждению генетических сторон возникновения гранитных пород Гарца, вкратце остановимся на обзоре существующих соображений о их генезисе. Обращаясь к физико-химической стороне образования гранитных пород из базальтовых серий, неизменно сталкиваемся с большой и интересной проблемой происхождения и эволюции базальтоидов – доминирующих изверженных пород земной коры.

Попытка решения части из целого ряда вопросов, возникающих при рассмотрении путей формирования на примере Гарца континентальных серий наталкивается на необходимость рассмотрения соотношения главных базальтоидных серий: щелочно-земельной (толеитовой) и щелочно-гранитной.

Представление, развиваемое А.П. Виноградовым о том, что базальтовая магма в целом является продуктом дифференциального выплавления из перидотитовой оболочки Земли следует считать общепризнанным.

Однако проблема появления базальтоидных серий с различными направлениями эволюции и минералого-геохимическими особенностями остается в значительной степени не решенной. Наибольшие затруднения вызывают случаи совместного развития обеих серий, как в континентальных, так и в океанических формациях (Гавайский тип). Эти случаи практически необъяснимы с позиций гипотез о их независимом существовании развиваемых Кенедди и Андерсоном или независимом зарождении на различной глубине толеитовой и щелочно-базальтовой магм Куширо.

Серьезные геологические возражения встречает также гипотеза, связывающая появление 2-х серий с изменением Боуэновской схемы фракционной кристаллизации в результате перемещения температурного барьера силикатных систем при высоких давлениях (около 20 килобар – свыше 60 км). Понятны также трудности, возникающие при объяснении толеитового или щелочного типов дифференциации «микрколебаниями» состава исходных магм относительно коннод или тепловых барьеров силикатных систем.

Другая группа гипотез связывает образование двух серий базальтоидов с миграцией летучих и щелочей в процессе магматической дифференциации и по общему признанию «представляется неопределенной». Сторонниками этой гипотезы являются Ф. Тернер и Дж. Ферхуген.

Ряд авторов, как Жариков, Маракушев, Павленко, Перчук, установили, что минералого-геохимические особенности многих магматических серий наиболее полно удовлетворяют теории кислотно-основного взаимодействия компонентов в силикатных расплавах Д.С. Коржинского.

Основное отличие теории кислотно-основного взаимодействия компонентов от упомянутых выше гипотез Дж. Куширо и Х. Куно, Х.С. Йодера и С.Э. Тилли состоит в том, что первая рассматривает в качестве фактора изменяющего пути плавления – кристаллизации магматических систем условия кислотности-щелочности, а не давление.

Как показано выше, минералого-геохимические особенности и петрогенезис палеозойских базальтоидов Гарца, так же как и некоторые общие черты толеитовых и щелочно-гранитных серий, могут быть достаточно полно объяснены с позиций изложенной теории кислотно-основного взаимодействия компонентов.

Для того, чтобы полнее представить пути развития базальтоидного расплава в палеозойском магматизме Гарца и прежде всего причины резкого обогащения этого расплава O_1 и R_x при повышении потенциала калия необходимо обратиться к анализу диаграмм плавкости систем типа: $Di-Ne-SiO_2$; $Di-Lc-SiO_2$; $Fo-Ne-SiO_2$; $Fo-Lc-SiO_2$ изученных И.Ф. Шейером, И.Ф. Шейером и Н.Л. Боуэном, И.Ф. Шейером и Х.С. Йодером.

Все диаграммы однозначно показывают расширение полей кристаллизации Fo , En и Di за счет полей кристаллизации щелочных полевых шпатов в лейцитовых калиевых системах по сравнению с нефелиновыми – натровыми. Соответственно, в лейцитовых системах высокотемпературные изотермы в полях Fo , En и Di смещаются к основанию фельдшпатоид – SiO_2 . Это означает повышение температур плавления кальциевых и магниевых минералов в составах идентичных по содержаниям кремнекислоты, алюмосиликатного компонента, CaO , MgO и FeO в калиевых системах по сравнению с натровыми. Обратное, при каждой данной температуре определенный состав в калиевой системе окажется обогащенным

базальтов отвечает извлечению из первого Rх, иногда с некоторым количеством ОI, и накоплению в щелочном остатке алюминия.

Эти данные, с учетом постоянства ассоциации собственно щелочно-базальтоидных пород с ультраосновными и оливин содержащими (пикритами, океанитами, анкараритами, тешенитами, тералитами и др.), позволяют рассматривать фракционирование ОI и Rх из толеитовой магмы, как наиболее *универсальный* механизм образования щелочно-базальтоидных пород.

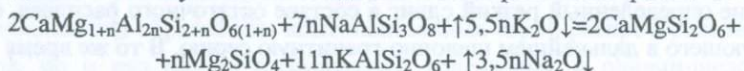
Сравнение с анализами пород Гарца показывает поразительное совпадение минимумов с «разрывом» в содержаниях SiO₂ и СаО между начальными членами двух серий: оливиновый норит-габбро-диоритами и щелочными гранитами. Попытки Холмса, Эдвардса, Дэли (Ф. Тернер и Дж. Ферхуген) объяснить наблюдаемый разрыв явлениями конвекции и Ф. Чейса – малой вязкостью основных расплавов представляются мало убедительными.

Напротив, предполагаемый механизм должен практически полностью исключить появление членов промежуточных между исходной щелочно-земельной магмой и щелочных и подкисленных гранитов. Изменение щелочности путем инфильтрационно-магматического взаимодействия с вмещающими породами, или изменение режима летучих, возможно лишь в условиях активной тектонической (именно подобные тектонические условия сложились в Гарце к концу палеозоя) обстановки, на заключительных этапах развития регионов. В подобных условиях появление в результате повышения потенциала К₂О кристаллов Rх и основного P1 и их фракционирование должны обусловить, при изотермических условиях, вполне определенный резкий сдвиг в составе остаточного расплава, формирующего в дальнейшем щелочно-гранитную серию. В то же время члены серии более основные, чем исходный габбро-диоритовый расплав, могут изменяться вполне постепенно, в зависимости от степени накопления основных минералов вплоть до образования ультраосновных разностей.

Этот вывод однозначно следует из рассмотрения вышеприведенных экспериментальных систем типа Di или Fo-фельдшпатоид-SiO₂: состав эвтектических расплавов при переходе от натровых систем к калиевым меняется скачкообразно. То же распространяется и на анхизв-

тектические составы серии, что ярко подтверждается схематической диаграммой состав-парагенезис кристаллизации базальтоидов Гарца. Анхизвтектические области щелочно-земельной серии I поля (E_1) и щелочно-гранитной – II поля (E_2) резко разграничены. В то же время изменения составов в ряду пород от щелочно-земельной анхизвтектики E_1 до наиболее основных возможных при данной температуре и щелочности габбро-гарцбургитов может происходить постепенно и будет определяться лишь полнотой фракционирования Ol, Px и основных Pl. Поскольку состав этого ряда отвечает котектике в изменившихся условиях щелочности, можно назвать: «изотермическая апокотектическая субсерия щелочных базальтоидов» (участок комплементарной серии «В» от ультрабазитов до пересечения с щелочно-земельной серией «А»). Соответственно серию «С», отвечающую обычной дифференциации подщелоченной анхизвтектики E_2 при понижении температуры можно назвать: «изотермической апоэвтектической кристаллизацией». Участок серии «А» между анхизвтектиками E_1 и E_2 , т.е. от габбро-диоритов до граносиенитов и гранит-порфиров является – «мнимым».

Структурные и минералогические различия толеитовых и оливин-щелочно-базальтовых пород также находятся в хорошем соответствии с концепцией кислотности-щелочности. Широко проявленные явления резорбции Hгп в щелочных базальтоидах, случаи «обратного» порядка выделения минералов и «обратной» зональности Pl могут объясняться только повышением температур кристаллизации основных минералов при повышении щелочности. Переход пижонитового Px толеитовых пород в диопсидовый щелочно-базальтовых и равновесные отношения последнего с Ol могут являться следствием изотермической реакции типа:

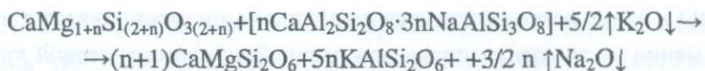


или

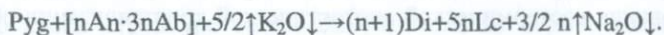


которая показывает преимущественное поглощение Ab при переходе Pуг в Di. Сходным образом объясняется повышенное содержания чермакита в Px нефелиновых сиенитов щелочных пород Дж. Куширо и Ле Бас.

Повышение основности Pl в щелочных базальтах можно описать реакцией:



или



При этом обратные соотношения минералов в магматических сериях Гарца рассматриваются как фундаментальный петрографический факт, который не может быть объяснен обычной эвтектической кристаллизацией или контаминацией. Как известно, эти обратные соотношения заключаются в том, что более «высокотемпературные» минералы и парагенезисы выделяются позже «низкотемпературных». Кроме того эти факты и присутствие смешанных парагенезисов, имеющих «наследственный» характер указывают на генетическую связь пород щелочно-гранитной серии Гарца с щелочно-земельными магмами. Наличие в ранних структурных группах «низкощелочных» парагенезисов I и V полей свидетельствует о том, что изменение щелочности имело место в отдельных очагах щелочно-земельной магмы, уже после начала кристаллизации и, следовательно, эта щелочно-земельная магма является родоначальной также для пород щелочно-гранитной серии.

Остановимся несколько более подробно на предлагаемом процессе апотектической изотермической кристаллизации, который привлекается для объяснения вышеотмеченных «обратных» соотношений минералов и в конечном счете – для объяснения генезиса пород щелочно-гранитной серии «С». Эти процессы, как известно, являются следствием кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах и сводятся вкратце к следующему.

Магматическая система (кристаллы+расплав), находящаяся в равновесии при определенных условиях щелочности и температуры, будет реагировать на изменение щелочности растворением одних и выпадением других минералов, в соответствии с изменившимися валовыми коэффициентами активностей инертных компонентов.

Следствием процесса апотектической кристаллизации при повышении щелочности в системе будет выпадение минералов более основных, чем это возможно при данной температуре и более низкой щелочности. Остаточный расплав, после фракционирования минералов, бога-

тых СаО и MgO, резко обогатится щелочными алюмосиликатами и железом. Именно из такого расплава при дальнейшей эвтектической кристаллизации формируется щелочно-гранитная серия Гарца. Продукты фракционирования изотермической апотектической кристаллизации образуют апотектическую серию ультрабазитов (серия «В₁-В₃», от габбро-гарцбургитов до пересечения с щелочно-земельной серией «А₁-А₃» на совмещенной диаграмме. По своему составу она является более основной, чем дифференциаты той же температуры в родоначальной щелочно-земельной серии низкой щелочности (серия «А-А»).

В эволюции остаточного щелочно-гранитного расплава наблюдаются две ветви C₁^I и C₂^{II}. Первая представлена пироксеновыми и гасдингситовыми щелочными гранитами вплоть до дацитов-трахидацитов (Брокен и Окер, Ильфельд); вторая – до риолитов и граносиенитов (Брокен, Рамберг, Ильзештейн, Окер и Ауэрберг). По геолого-петрографическим признакам породы этих двух субсерий имеют много общего, обнаруживая с последними постепенные переходы.

Колебания кремнекислотности обусловлены интенсивностью протекания апотектической кристаллизации и полнотой фракционирования продуктов (в первую очередь ОI). Чем интенсивней проявятся эти процессы тем сильнее обогатится SiO₂ остаточный расплав и его дальнейшая дифференциация при понижении температуры пойдет по направлению к гранитной эвтектике.

Итак, на основании петрографических, петрохимических и геохимических данных структура магматических серий Гарца представляется в следующем виде:

I. Щелочно-земельная (толеитовая) серия – результат эвтектической дифференциации базальтовой магмы, родоначальной для всех магматических пород региона (серия «А-А»).

II. Основная – ультраосновная серия подщелоченных пород – результат фракционирования продуктов апотектической кристаллизации родоначальной базальтовой магмы при повышении потенциалов щелочей (серия «В – В» габбро-гарцбургитов).

III. Щелочно-гранитная серия – серия щелочных гранитных пород – результат эвтектической дифференциации остаточного гранитного расплава, состав которого находится в области пересыщенной SiO₂.

Таким образом, в отличие от существующих представлений установлено, что континентальный магматизм Гарца имеет в качестве родоначальной щелочно-земельную базальтовую (толеитовую) магму и является по своей структуре гетерогенной, включая серии, возникающие путем апотектической и эвтектической кристаллизации.

Сравнение этих данных с анализами пород центральной Армении показывает поразительное совпадение указанных минимумов с «разрывом» в содержаниях SiO_2 и CaO между начальными членами двух серий: габбро-диоритами и щелочными сиенитами, которые составляют 53, 58,28% и 7,78–3,35% соответственно (см. анализы №№ 124 и 146).

Напротив, предполагаемый А.С. Павленко и др. механизм должен практически полностью исключить появление промежуточных членов между исходной щелочно-земельной магмой и сиенитами (трахитами). Изменение щелочности путем инфильтрационно-магматического взаимодействия с вмещающими породами или изменения режима летучих возможно лишь в условиях спокойной тектонической обстановки (именно подобные тектонические условия сложились по данным К.А. Мкртчяна в Базумо-Памбакской области к концу палеогена) на заключительных этапах развития регионов. В подобных условиях появление в результате повышения потенциала K_2O кристаллов P_x и основного P_1 и их фракционирование должны обусловить, при изотермических условиях, вполне определенный резкий сдвиг в составе остаточного расплава, формирующего в дальнейшем щелочную серию. В то же время члены серии более основные, чем исходный габбро-диоритовый расплав, могут изменяться вполне постепенно в зависимости от степени накопления основных минералов вплоть до образования ультраосновных разностей.

Этот вывод однозначно следует из рассмотрения вышеприведенных экспериментальных систем типа Di или Fo -фельдшпатоид – SiO_2 : состав эвтектических расплавов при переходе от натровых систем к калиевым меняется скачкообразно. То же распространяется и на анхизвтектические составы серии, что ярко подтверждается схематической диаграммой кристаллизации базальтоидов центр. Армении. Анхизвтектические области щелочно-земельной серии I поля (E_1) и щелочной – II поля (E_2) резко разграничены. В то же время изменения составов в ряду

пород от щелочно-земельной анхизвтектики E_1 до наиболее основных, возможных при данной температуре и щелочности габбро-перидотитов может происходить вполне постепенно и будет определяться лишь полнотой фракционирования O_1 , R_x и основных P_1 . Поскольку состав этого ряда отвечает котектике в изменившихся условиях щелочности, то его, по мнению А.С. Павленко, можно назвать «*изотермической апокотектической субсерией щелочных базальтоидов*» (участок комплементарного ряда Б от ультрабазитов до пересечения с рядом А щелочно-земельной серии. Соответственно ряд В, отвечающий обычной дифференциации подщелоченной анхизвтектики E_2 при понижении температуры, можно назвать, как и в случае Гарца, «*изотермической апоэвтектической кристаллизацией*» (в названиях используется терминология, предложенная Д.С. Коржинским). Участок ряда Б между анхизвтектиками E_1 и E_2 , т.е. от габбро-диоритов до сиенитов (трахитов), является «*мнимым*».

Рассмотренный механизм является универсальным и может действовать при любой кремнекислотности исходной магмы. Так, выше было показано (А.С. Павленко) образование расщепленных серий при подщелачивании гранитоидной или (для примера, Мегринский плутон) базальтовой магмы. Фельдшпатоидные члены щелочно-базальтовых серий будут возникать либо из недосыщенных магм щелочно-земельного ряда, как это, вероятно, имеет место в Тежсарском массиве (см. анализы 141, 138), либо при дальнейшем повышении щелочности в сиенитовом (трахитовом) расплаве, например, до уровня III поля (Мегри) и IV поля (Гарнасар).

Для Армении факты присутствия смешанных парагенезисов, имеющих «наследственный» характер, указывают на генетическую связь пород щелочной серии Базумо-Памбакской области с щелочно-земельными магмами. Наличие в ранних структурных группах «низкощелочных» парагенезисов I и V полей говорит о том, что изменение щелочности имело место в отдельных очагах щелочно-земельной магмы уже после начала кристаллизации, и, следовательно, эта щелочно-земельная магма является родоначальной также для пород щелочной серии.

Остановимся несколько более подробно на предлагаемом процессе апотектической изотермической кристаллизации, с помощью которого

объяснены вышеотмеченные «обратные» отношения минералов и, в конечном счете, генезис пород щелочной серии области. Этот процесс, как известно, является следствием кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах и сводится вкратце к следующему.

Продукты фракционирования изотермической апотектической кристаллизации образуют апотектическую субсерию щелочных пород (серия Б–Б, от пироксенитов до пересечения со щелочно-земельной серией А–А на совмещенной диаграмме). По своему составу она является более основной, чем дифференциаты той же температуры в родоначальной щелочно-земельной серии низкой щелочности (серия А–А).

В эволюции интересующего нас остаточного трахитового расплава наблюдаются две ветви. Первая представлена кварцевыми сиенитами и граносиенитами вплоть до субщелочных (биотит-роговообманковых микроклиновых) гранитов; вторая – нефелинсодержащими и нефелиновыми сиенитами. По геолого-петрографическим признакам породы этих двух субсерий имеют много общего. И те и другие образуют тела более поздние по сренению со щелочными сиенитами, обнаруживая иногда с последними постепенные переходы (Тежсар).

Главную структурную группу и в тех и в других образует парагенезис щелочных сиенитов $Ksp+Hrn+Vi$, причем реликтовые «щелочно-земельные» парагенезисы $Pl+Pyg+Vi$ или $Pl+Hrn+Vi$ встречаются в них столь же часто, как и в щелочных сиенитах. Кварц в насыщенной SiO_2 субсерии и поздний нефелин в недосыщенной занимают совершенно сходное структурное положение не насыщенной в интерстициях минералов главной структурной группы.

Эти факты позволяют связывать появление насыщенной и не насыщенной SiO_2 субсерии с незначительными колебаниями кремнекислотности в исходной трахитовой магме. Как показывает анализ вышеприведенных экспериментальных данных Шейрера, Боуэна, Йодера слегка пересыщенные SiO_2 составы кристаллизуются – с образованием кварцсодержащей эвтектики, а слегка недосыщенные с образованием нефелинсодержащей. Аналогичную картину можно предположить и для развития более сложного природного трахитового расплава. Причем колебания в его кремнекислотности будут обусловлены интенсивностью протекания

апотектической кристаллизации и полной фракционирования ее продуктов (в первую очередь оливина). Чем интенсивней проявятся эти процессы, тем сильнее обогатится SiO_2 остаточный трахитовый расплав, и его дальнейшая дифференциация при понижении температуры пойдет по направлению к гранитной эвтектике.

Итак, на основании петрографических, петрохимических и геохимических данных структура магматических серий Базумо-Памбакской области представляется в следующем виде:

IV. *Щелочно-земельная серия* – результат эвтектической дифференциации базальтовой магмы, родоначальной для всех магматических пород региона (серия А–А) – Геджалинская (Базумская) группа интрузивов и эффузивов.

V. *Основная – ультраосновная субсерия щелочных пород* – результат фракционирования продуктов апотектической кристаллизации родоначальной базальтовой магмы при повышении потенциалов щелочей (участок серии Б–Б от габбро-перидотитов) – Лермонтовский массив.

VI. *Щелочная серия:*

а) *не насыщенная SiO_2 субсерия щелочных пород* – результат эвтектической дифференциации остаточного трахитового расплава, состав которого находится в области, не насыщенной SiO_2 относительно температурного барьера (участок серии В–В от щелочного до нефелинового сиенита) – Тежсарский массив.

б) *насыщенная SiO_2 субсерия щелочных пород* – результат эвтектической дифференциации остаточного трахитового расплава, состав которого находится в области перенасыщенной SiO_2 относительно температурного барьера (участок серии В–В от щелочного сиенита до гранита) – Тежсарский, Бундукский, Гарнасарский и Маргаовитский массивы.

Таким образом, в отличие от существующих представлений, выяснено, что щелочно-базальтовая (оливин-щелочно-базальтовая) континентальная серия центральной Армении имеет в качестве родоначальной щелочно-земельную базальтовую (толеитовую), а не оливин-базальтовую щелочную магму и является по своей структуре гетерогенной, включая субсерии, возникающие путем апотектической и эвтектической кристаллизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование ставило перед собой задачу раскрытия важнейших геохимических и петрологических особенностей формирования гранитоидных пород Гарца северной Германии, входящих в палеозойский магматический комплекс плутонов Брокен, Рамберг, Окер и массива Гарцбург. Кроме того, авторы ставили перед собой задачу раскрытия важнейших геохимических и петрологических особенностей формирования щелочных пород центральной Армении, входящих в палеогеновый магматический комплекс Базумо-Памбакской области.

С этой целью привлечен широкий набор методов, включающих полевые геологические, петрографические, геохимические и другие исследования. В результате полученных сведений и фактов можно прийти к следующим основным выводам.

1. Гранитоидные породы Гарца сформировались в результате кристаллизационной фракционной дифференциации базальтоидной (толеитовой) магмы и внедрились до завершающих магматизм риолитов и щелочных риолитов пермо-карбона. Щелочные породы Базумо-Памбакской области (центральная Армения) входят в палеогеновый магматический комплекс (Тежсар, Бундук, Гарнасар) и внедрились до завершающих магматизм области порфириовидных граносиенитов и сиенито-гранитов.

2. Важнейшим процессом образования гранитоидных пород Гарца и щелочных пород центральной Армении следует считать *апотектическую изотермическую кристаллизацию*, протекающую при повышении щелочности расплава в исходной родоначальной базальтовой магме с I–V до II–IV полей по пучковым диаграммам Д.С. Коржинского. В Гарце в результате этого произошло фракционирование ультраосновных дифференциатов и образование остаточного щелочно-гранитного расплава. Из последнего сформировались две эвтектические субсерии гранитов: подщелоченные и подкисленные SiO_2 . Следствием подобного расщепления необходимо признать петрохимический разрыв между апотектической и эвтектической гранитными субсериями «С» и между последними и родоначальной эвтектической щелочно-земельной серией «А». В центральной Армении в результате фракционирования ультраосновных

дифференциатов образовался остаточный сиенитовый расплав. Из последнего сформировались две эвтектические субсерии с дефицитом и избытком SiO_2 . Следствием подобного расщепления необходимо признать петрохимический разрыв между апотектической и эвтектической щелочными субсериями, а также между последними и родоначальной эвтектической щелочно-земельной серией.

3. Фундаментальным петрографическим признаком, свидетельствующим о правомерности действия изложенного механизма процесса апотектической кристаллизации являются: обратная зональность Pl, ксеноморфизм Ol по сравнению с Px, переход пижонитового Px в диопсидовый, опережение во времени образования амфиболом пироксена, биотитом – амфибола и т.д.

4. На основании петрологических исследований составлены диаграммы состава-парагенезиса и показаны схематические пути смещения котектик кристаллизации базальтоидной (толеитовой) магмы в условиях повышения уровня щелочности в расплаве.

5. Разнообразны составы, свойства и генетические вопросы, связанные с кристаллизацией главных породообразующих минералов в магматических сериях Гарца и Армении. В условиях существования переходных парагенетических ассоциаций от «низкощелочных» к «высокощелочным» установлено, что различные минеральные фазы строго отражают в своих составах и свойствах всю сложность генетических преобразований.

6. Статистически подтвержденный петрохимический анализ формирования магматических пород Гарца продемонстрировал возможность образования из исходной щелочно-земельной магмы путем повышения в ней уровня щелочности: апотектической серии ультраосновных пород «В», щелочно-земельной серии «А» и серии гранитных пород «С» (подщелоченных и подкисленных SiO_2). Для подтверждения рассмотрено также поведение калия и натрия, а также магнезиально-железистые отношения в сочетании с ростом кремнекислотности. Кроме того, впервые проведено сопоставление петрохимической эволюции и минералогического состава естественных ассоциаций вулканических горных пород А.Н. Заварицкого с ассоциациями различной щелочности. Показано, что реальным парагенезисам щелочно-земельной и грани-

тоидной серий Гарца соответствуют определенные составы (Мартиники и Иеллоустонского парка) вулканических пород Тихоокеанской известково-щелочной ассоциации. Аналогичный петрохимический анализ также показал, что реальным парагенезисам щелочно-земельной и щелочной серий центральной Армении соответствуют определенные составы естественных ассоциаций вулканических пород.

7. Рассмотрение с помощью методов математической статистики геохимических особенностей поведения K, Na, Ce, Y, Zr, Li, Rb, Cs, Sr, Pb, Cu, Mg, Fe, Ba, Nb и др. металлов в Гарце и центральной Армении подтвердило действие механизма выдвинутой апотектической кристаллизации. При этом установлено, что аналогично петрогенным элементам содержания и отношения редких элементов и металлов в эвтектических сериях изменяются постепенно, а апотектическая кристаллизация приводит к существенным дискретным различиям и разрывам в их значениях между сериями и субсериями. Выяснилось, что по сравнению с родоначальной базальтовой магмой апотектичные ультрабазиты щелочно-земельной серии обеднялись редкими элементами, а эвтектические щелочные гранитоиды и сиениты обогащались последними. В отличие от петрогенных элементов эволюция содержаний и отношений редких элементов в субсериях гранитоидов и щелочных пород была одинаковой, или, иначе говоря, в данной магматической системе температурного барьера типа Fo или Di–Ab в системах Fo или Di–Ne–Q для этих элементов не существует. В отличие от петрогенных элементов эволюция содержаний и отношений редких элементов (ΣTR , Li, Rb) в насыщенной и ненасыщенной SiO₂ щелочных субсериях центральной Армении была одинаковой. Их поведение в эвтектичных гранитах и нефелиновых сиенитах идентично. Однако в Гарце последнее нельзя утверждать в отношении изученных Rb, Pb и Cu, для которых этот температурный барьер существует и управляет их поведением в расплаве. Отсюда возникает возможность оценки *специализации* данных субсерий по отношению к тем или иным редким и рассеяным элементам.

8. Проведенный сравнительный анализ гранитоидных пород Гарца с породами Базумо-Памбакской области Армении подтвердил близость путей формирования пород обеих регионов и приложимость механизма апотектической кристаллизации для выяснения генетических путей воз-

возможности образования из толеитовой магмы щелочных и гранитоидных пород.

Таким образом, выяснено, что гранитоидная серия Гарца и щелочные серии пород центральной Армении связаны с родоначальной щелочно-земельной базальтовой (толеитовой), а не с оливино-базальтовой щелочной магмой и, будучи гетерогенными, включают серии, возникшие путем апотектической и эвтектической кристаллизации.

9. Настоящее исследование, кроме выяснения теоретических аспектов проблемы петрогенезиса и геохимических особенностей формирования гранитоидных пород Гарца и щелочных пород Армении, затрагивает также ряд важных практических вопросов, которые вытекают как следствие из проведенных исследований.

9.1. Рассмотрение вопроса о специализации субсерий гранитов Гарца в отношении ряда элементов (например Pb и Cu), на которые влияет температурный барьер в системах Fo или Di-Ne-Q, и изучение закономерностей распределения в породах центральной Армении таких редких элементов, как ΣTR , Li, Rb в первую очередь в нефелиновых сиенитах Тежсара.

9.2. Признание принадлежности гранитных пород Гарца и щелочных пород центральной Армении (как насыщенных, так и ненасыщенных SiO_2) к родоначальной щелочно-земельной (базальтовой) магме сужает поиски редких элементов, наиболее всего связанных с данным типом магмы.

9.3. Получены неизвестные до сих пор для Гарца и щелочных пород Армении сведения по распределению рассмотренных редких элементов в минеральных фазах для гранитной серии.

10. Рассмотрение петролого-геохимических особенностей палеозойского магматического комплекса и выдвинутая модель формирования постколлизийных гранитоидов Гарца и палеогенового комплекса Армении в контексте вышеизложенной концепции образования континентальной коры по совокупности всех данных приводят к мнению о том, что все магматиты могут быть отнесены к континентальной стадии формирования. Это подтверждается приводимыми данными по изохроне отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$: граниты Брокена, Окера – $0,714 \pm 0,003$, аплиты – $0,722 \pm 0,003$.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамян А.И., Мкртчян К.А.* Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в Восточной части Халабского хребта (Арм.ССР). Тр. Управление Г и ОН при СМ Арм.ССР, Ер., №2, 1959.
2. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ер.: Айпетрат, 1958.
3. *Багдасарян Г.П.* Щелочные горные породы Центральной части Армянской ССР. Вопросы вулканизма Тр. I Вс. вулканологич. совещания. Изд. АН СССР. М., 1962.
4. *Баласанян С.И.* Необычное поведение биотита в схеме кристаллизации породообразующих минералов. ДАН Арм.ССР, XXIV, №5, 1957.
5. *Баласанян С.И.* Щелочные горные породы Геджалинского хребта Сев.Армении. Научн. тр. Ереванского Ун-та т.59, серия геол. вып. 3, 1957.
6. *Багдасарян Г.П. и Чибухчян З.О.* К петрографии и условиям образования Лермонтовского габбрового интрузива. Зап. Арм. Отд. ВМО, вып. 2, 1963.
7. *Балашов Ю.А.* Закономерность распределения редкоземельных элементов в земной коре. Ж. Геохимия, №2, 1963.
8. *Балашов Ю.А. и Шараськин А.Я.* Генетический анализ природных систем методом комплементарности р.з.э. в породах и минералах. Ж. Геохимия, 1965.
9. *Белов Н.В.* Структура нефелина. Тр. Ин-та Кристаллографии АН СССР, вып. 10, 1954.
10. *Билибин Ю.А.* Проблема псевдолейцита. Избр. Тр. Изд-тво АН СССР, 1958, т. I, с. 73-84,.
11. *Богомолов М.А.* Петрология массивов центр. Типа с дунитовым ядром на Алданском щите. Автореферат, 1964.
12. *Варшал Г.М. и Рябчиков Д.И.* Ж. аналитич. химии, 1964, №2.
13. *Вайнштейн Э.Е., Павленко А.С., Туранская Н.В., Юлова Т.Г.* Распределение редкоземельных элементов в породах от петрохимических факторов и его значение для решения петрогенетических вопросов. Ж. Геохимия, 1961, №12.
14. *Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Ж. Геохимия, 1956, №1.

15. *Волков В.П.* Петрохимические особенности нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса Лавозерского массива в связи с геохимией рублидия. Диссертация. Рукопись. ГЕОХИ АН СССР, 1963.
16. *Волков В.П. и Савинова Е.Н.* О соотношении калия и рублидия в процессе эволюции извест.-щелочных и щелочных магм. Ж. Геохимия, 1961, №12.
17. *Габриелян А.А.* Основные вопросы тектоники Армении. Ер., 1959.
18. *Геворкян Р.Г.* Геохимические особенности и петрогенезис щелочных пород центральной Армении (на примере Памбакского, Бундукского и Гарнасарского массивов). Автореферат диссертации. М., 1965.
19. *Геворкян Р.Г., Геворкян М.Р.* Офиолитовая палеоокеаническая кора Армении (Южный Кавказ). Ер.: Геоид, 2003.
20. *Геворкян Р.Г., Клиш И.* Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца. Ультрабазит-базиты. Информационные Технологии и Управление, 2007, № 7, с. 154–162.
21. *Геворкян Р.Г., Клиш И.* Физико-химические условия формирования магматического комплекса Гарца (Германия). «Материалы ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии». ЕСЭМПГ-2008, 22-24.04.08, М., ГЕОХИ РАН.
22. *Герасимовский В.И. и Несмеянова Л.И.* О распределении Pb и Zn в породах Лавозарского массива. Ж. Геохимия, 1960, №7.
23. *Гинзбург А.И.* Некоторые особенности геохимии лития. Тр. минералогического музея. АН СССР, 1957, вып.8.
24. *Гольдшмидт В.М., Петтерс К.* К геохимии галлия. Сб. Геохимия редких элементов. ГОНТИ, 1938.
25. *Дир. У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966, т. 2, 406 стр.
26. *Жариков В.А.* Магматическое замещение карбонатных толщ. В сб. «Проблема 14. Гранито-гнейсы». Докл.сов.геологов на XXI сессии МГК. Киев: Изд-во АН УССР, 1960.
27. *Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
28. *Злобин В.И.* Геохимическое исследование щелочных пород массива Сандык и их генезис. (Петрография, петрохимия, геохимия редких элементов, петрогенезис). Рукопись. М., 1962.
29. *Злобин Б.И., Горшикова М.С.* Pb и Zn в щелочных породах и некоторые петрологические проблемы. Ж. Геохимия, 1961, №4.

30. *Злобин В.И. и Лебедев Ж.И. Злобин Б.И., Лебедев В.И.* Геохимические связи и в щел. магме и их некоторое петрогенетическое значение. *Ж. Геохимия*, 1960, №2.
31. *Кекелиа М.А. и Балашева Ю.А.* Влияние фациальных изменений на распределение редкоземельных элементов в породах Зекарской габбро-диоритовой интрузии. *Ж. Геохимия*, 1965.
32. *Клиш И.* Геологическая позиция магматического комплекса Гарца (ФРГ). *Ученые записки ЕГУ*, 2007, № 1, с. 125–133.
33. *Клиш И.* Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца. Ксенолиты, жильные и контактовые породы. *Информационные Технологии и Управление*, 2007, № 7, с. 146–153.
34. *Клиш И.* Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца. Эккер-гнейс. *Информационные Технологии и Управление*, 2007, № 8, с. 249–256.
35. *Клиш И.* Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца. Граниты массива Брокен. *Информационные Технологии и Управление*, 2007, № 8, стр. 264–278.
36. *Клиш И.* Петрохимическая структура магматического комплекса Гарца (ФРГ). *Информационные Технологии и Управление*, 2008, № 3, с.77-84
37. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов – Изд. АН СССР. М., 1957, 184 стр.
38. *Коржинский Д.С.* Кислотность – щелочность при магматических процессах. Доклад советских ученых на XXI сессии междуна.геол.конгрессе, проблема 14, Изд.АН Укр. ССР. Киев, 1960.
39. *Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. Доклады АН СССР, 1959, т. 128, №2.
40. *Коржинский Д.С.* кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В кн. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент, АН Узб. ССР, 1958.
41. *Коржинский Д.С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В кн. Акад. Д.С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокопятилетию научной деятельности. М.АН СССР, 1946.
42. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. Изд. АН СССР, 1957.
43. *Котляр В.Н.* Памбак. Изд.АН Арм. ССР. Ер., 1958

44. *Кравченко С.М. и Власова Е.В.* Щелочные породы Центрального Алдана. Тр.ИМГРЭ, вып. 14, 1962.
45. *Кропоткин П.Н.* Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. Геол., №1, 1953.
46. *Куроода П.К. и Санделл Е.Б.* Геохимия молибдена. В сб. Геохимия редких элементов. ИЛ, 1959.
47. *Леонтьев Л.Н.* Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, №4, 1949.
48. *Лодочников В.Н.* Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. и-та физ.-хим.анализа АН СССР, №1, 1926.
49. *Маракушев А.А.* Петрология Таежного железнорудного месторождения в архее Алданского щита. Труды дальневост. фил. им. Комарова АН СССР, Серия геол., 1958.
50. *Маракушев А.А.* Факторы минеральных равновесий при метаморфизме. Геология и геофиз., 1961, №4.
51. *Марфунин А.С.* Новые данные диаграммы оптической ориентировки калинатровых полевых шпатов. Доклады АН СССР, 133, №4, 1960.
52. *Марфунин А.С.* О парагенезисе нефелина с полевым шпатом в сиени-тах Памбака и связанных с ним вопросах. Сб. «Геология и горное дело». Металлургиздат, 28, 1958.
53. *Марфунин А.С.* Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства и геологическое распределение. Изд. АН СССР, 1962.
54. *Меликсетян Б.М.* Закономерности распределения меди и молибдена в породах Ордубадо-Мегринского плутона. 2-я Закавказ. Конф. молодых научных сотрудников, ГИН АН Арм. ССР. Баку, 1959.
55. *Меликсетян Б.М., Геворкян Р.Г.* К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбакского хребта. ДАН Арм.ССР, XXXVII, №3, 1963.
56. *Мкртчян К.А.* Мкртчян К.А. Кварцево-порфировые формации Малого Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, серия геол., 1962, №3-4.
57. *Мкртчян К.А.* О фазах эвгеосинклинального магматизма. «Тектоника, магматизм и зак-сти размещения рудных м-ний». Материалы Сессии по проблемам тектоники. М.: Наука, 1964.
58. *Ноккольдс С.Р. и Аллен Р.Л.* Геохимические наблюдения. М.: Изд. ИЛ, 1958.

59. *Ноккольдс С.Р. и Митчелл Р.Л.* Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород. Исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и минералов. Сб. статей. Редкие элементы в изверженных породах и минералах. М.: Изд. ИЛ, 1952.
60. *Островский И.А.* Эксперименты в силикатной системе с летучими компонентами. Тр. I Всесоюзн. петрограф. совещания. Изд. АН СССР, 1955.
61. *Петров В.П.* Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геолог. №2, 1947.
62. *Линус Т.В.* Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Изд-во СО АН СССР, 1961.
63. *Павленко А. С. Филлипов, Л. П. Орлова* Гранитоидные формации центрального Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, 223 стр.
64. *Павленко А.С.* Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Симпозиум, посвященный 100-летию со дня рождения акад. Д.Ю. Левинсон –Лессинга, 1963.
65. *Павленко А.С.* Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. В сб.: «Химия чешной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
66. *Павленко А.С., Балашов Ю.А., Геворкян Р.Г., Туранская Н.В.* Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочноземельных и щелочных комагматических базальтоидных пород центральной Армении. Ж. Геохимия, 1965.
67. *Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Филлипов Л.В.* К вопросу соотношения щелочноземельных и щелочных базальтоидных серий. Сб. Проблемы геохимии. ИИ, 1965.
68. *Павленко А.С., Филлипов Л.В.* Петрология среднепалеозойского комплекса Вост. Тувы (магматические породы). Сб. «Петрология и геохимия магматических и метасоматических образований». М.: Наука, 1965.
69. *Павленко А.С., Филлипов Л.В., Геворкян Р.Г.* О некоторых вопросах происхождения щелочных пород в связи с закономерностями их химического и минералогического состава. Доклад на Моск. симпозиуме по происхожд. щелочн. пород, 1962.
70. *Перчук Л.Л.* Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере

- Дежневского массива. Сб. «Физико-химич. Проблем формирова. горн. пород и руд». Т. II. Изд. АН СССР, 1963.
71. *Перчук Л.Л.* Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая.
 72. *Савицкий Е.М., Терехова Б.Р., Бузов И.В., Миркова И.А., Наумкин О.П.* Сплавы редкоземельных металлов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 73. *Студенникова З.В. и Глинкина М.И.* Эволюция содержаний молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений. – Сб. «Химия Земной коры». Т. II. М., 1964.
 74. *Татевосян Т.Ш.* О находке оливинового габбро и граногаббро на Баргушатском хребте. Научные тр. Ереванского Гос. Университета, т. 59, 1957.
 75. *Таусон Л.В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
 76. *Таусон Л.В. и Кравченко Л.А.* Особенности распределения свинца и цинка по минералам Каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). Ж. Геохимия, №1, 1956.
 77. *Таусон Л.В. и Певцова Л.А.* О закономерностях распределения свинца и цинка в породах Сусамырского каледонского гранитного комплекса (Центральный Тянь-Шань). ДАН, т. 103, №6, 1955.
 78. *Таусон Л.В. и Ставров О.Д.* О геохимии Rb в гранитосиенитах. Ж. Геохимия, №8, 1957
 79. *Таусон Л.В. и Студенникова З.В.* Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах. Труды геохим. симпозиума – геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. ГЕОХИ АН СССР, 1957, Изд-во АН СССР, 1959.
 80. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во ИЛ, 1961.
 81. *Томпсон Дг.Б.* Локальное равновесие в метасоматических процессах. В сб. Геохимические исследования. М.: ИЛ, 1961.
 82. *Туранская Н.В.* Разработка методов рентгено-спектрального анализа редкоземельных элементов и их применение для геохимии. Автореферат диссертации на соискание уч. ст. кан. хим. наук. М., 1958.
 83. *Ферсман А.Е.* Геохимия, IV, Госхимиздат, 1939.

84. *Шейнманн Ю.М.* Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли. Сб. Химия земной коры, т. II, 1964.
85. *Шейнманн Ю.М.* Геология месторождений редких элементов (Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация). Введение. Госгеолтехиздат. М., 1961.
86. *Шейнманн Ю.М.* О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. Магматизм и связь с ним полезн. ископ. Госгеолтехиздат, 1960.
87. *Barth T.F.* The crystallization process of basalt. Amer.J.Sci., v.31, 1936.
88. *Bowen N.L., Ellestrad R.B.* Диаграмма He-Kc-Kb заимствована из работы Yagi K. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu District Sakhalin. Bull. of the Geolog. Society of America, vol.64, 1953.
89. *Brandl, W.* Erdmagnetische Untersuchungen im Brockenmassiv – Abh. Preuß. Geolog. Landesamt, N. F. 188, Seiten 82, Berlin
90. *Chatterjee N.D., Plessmann W & Wunderlich H.G.* Zur Alterstellung des Eckergneises im Harz. N. Jb. Geolog. Paläont. Mh. Seiten 368 – 379, Stuttgart.
91. *Chrobock S.M.* Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz). – Geologie, Beih. 48, 82 Seiten, Berlin, 1965.
92. *Dahlgrünn F.* Die zonale Verbreitung der Gangformation des Brocken-Plutons im Harz. – Erzmetall 3, Seiten 150 – 153, 1950.
93. *Dengler H.* Der Okergranit im Harz. Geol. Jb., 72, S. 85-116, Hannover, 1956.
94. *Eidam J. & Seim. R.* Zur Geochemie und Genese des Rambergmassivs (Harz). Chemie der Erde 29, Seite 277-341, 1971.
95. *Erdmannsdörffer O. E. & Schröder H.* Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Bl. Harzburg. Preuß. Geol. L.A., Berlin, 1927.
96. *Erdmannsdörffer O.E.* Die Einschlüsse des Brockengranits. Jb. Königl. Preuß. Geolog. L. A., Jg. 1911, 32, 311 – 380, 1914.
97. *Erdmannsdörffer O.E.* Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blätter Elbingerode und Wernigerode. Preuß. Geolog. L. A., Berlin, 1926.
98. *Erdmannsdörffer O.H.* Über Bau und Bildung des Brockenmassivs. – Jb. Preuß. Geolog. Landesanst., 26, Seiten 379 – 405, Berlin, 1905.
99. *Erdmannsdörffer O.H.* Der Eckergneis im Harz. Jb. Preuß. Geolog. Landesanst., 30, Seiten 324 – 388, Berlin, 1909.

100. *Erdmannsdörffer O.H.* Die Syenite des Radautals im Harz als palingene Eruptiva. Abhandlungen Heidelberg. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh. 15, 1930.
101. *Fromme J.* Die Minerale des Brockengebirges und des Radautales insonderheit. IV., 220 S., Appelhand & Co., Braunschweig, 1927.
102. *Fuchs W.* Untersuchungen zur Geologie und Petrographie des Okerplutons im Harz. Clausth. Tekt. H. 9, S. 111–185, Clausthal-Zellerfeld, 1969.
103. *Gerhard H. Bachmann, Bodo-Carlo Ehling, Rudolf Eichner und Max Schwab:* Geologie von Sachsen-Anhalt. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 2008.
104. *Hoppe G.* Die akzessorischen Schwermineralien in Eruptivgesteinen am Beispiel des Ramberggranites und anderer Harzer Gesteine. Geologica, 9, 114 S., Berlin 1951.
105. *Lossen K.A.* Mitteilung des Herrn K. A. Lossen über die geologische Kartenaufnahme im Harzburger Revier. Jb., 8, Seiten 25 – 43, Berlin, 1889.
106. *Manson V.* Geochemistry of basaltic rocks: Major elements. In: Basalts, Vol. 1, 215–269. Interscience Publishers John Wiley & Sons, New York, 1967.
107. *Miyashiro A.* Notes on rock-forming minerals. Granite in nepheine-syenite of the Fukuschinzan district. J.Geol.Soc.Japan, 65, No.762, 1959.
108. *Möbus G.* Abriss der Geologie des Harzes. B. G. Teubner Verlagsgesellschaft Leipzig mit 219 Seiten, 1966.
109. *Mohr K.* Geologie und des Harzes. 2. neu bearbeitete Auflage, mit 176 Abbildungen und 37 Tabellen im Text und auf 5 Faltbeilagen sowie 2 Übersichtstafeln auf den Innenseiten des Umschlages, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart, mit 496 Seiten, 1993.
110. *Müller G. & Strauß K.-W.* Polymetamorphe Entwicklung des Eckergneis – Komplexes/Harz. N. Jb. Abhandlungen, 152, Seiten 271–291, 1985.
111. *Müller G. & Strauß K.-W.* Gesteine des Harzes. mit 297 Seiten, 23 Abbildungen, 1 Tafel, 52 Tabellen, Clausthaler Geologische Abhandlungen, Sonderband 5, Verlag E. Pilger, Clausthal-Zellerfeld, 1987.
112. *Müller G.* Petrographische und geochemische Zuordnung der subsequenten permosilesischen Vulkanite des Harzes und benachbarter Gebiete. Zeitschrift dt. geolog. Gesellschaft. 132, Seite 5–15 mit 4. Abbildungen, Hannover, 1981.

113. *Ramdohr P.* Die Eisenerzlager des Oberharzer (Osteröder) Diabasuzuges und ihr Verhalten im Bereiche des Brockenkontakts. N. Jb. Mineral. usw. B.-B. 55, Seiten 331 – 392, Stuttgart, 1927.
114. *Sakae Sano, Roland Oberhänsli, Rolf L Romer and Roland Vinx* Petrological, Geochemical and Isotopic Constraints on the Origin of the Harzburg Intrusion, Germany. J. of Petrology. Oxford University Press: 2002, v. 43, № 8, p. 1529-1549.
115. *Schairer J.F.* The system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. 1. Results of quenching experiments of four joins in the tetrahedron cordierite-forsterite-leucite-silica and on the join cordierite-millite-potash feldspar. J.Amer.Ceram.Soc., 37, 501-33, 1954.
116. *Schairer J.F., Bowen N.L.* The system leucite-diopside-silica. Amer.J.Sci., 5th, ser.35-A, 289-309, 1938.
117. *Schairer J.F., Yoder H.S.* Crystallization in the system nepheline-forsterite-silica of atmosphere pressure. Garnegi Inst. Wash., Yarb., 60, 141-4, 1961.
118. *Schairer J.F., Yoder H.S.* The system albit-forsterite-silica. Carnegie Inst. Wash., Yarb., 59, 69-70, 1960.
119. *Schlüter J.* Petrographische und geochemische Untersuchungen am Eckergneis, Harz. Diss. Univ. Hamburg, 80 Seiten (unveröff.), 1983.
120. *Schönberg R. & Neugebauer J.* Einführung in die Geologie Europas. 7. völlig bearbeitete und erweiterte Neuauflage, Rombach GmbH Druck- und Verlagshaus, Freiburg im Breisgau, mit 385 Seiten, 1997.
121. *Schriel W.* Die Geologie des Harzes – Schrift. wissenschaftliche Ges. Stud. Niedersachs. 49, 308 Seiten, Hannover, 1954.
122. *Schust F.* Über das Altersverhältnis des Bodeganges zum Ramberggranit. – Ber. geol. Ges. DDR 3, S.75-79, 1958.
123. *Seim R. & Eidam J.* Vergleichende geochemische Untersuchung der Granite des Brocken- und Rambergmassivs im Harz. mit 7 Abbildungen, Chemie der Erde 33, Seite 31– 46.
124. *Seim R.* Petrologische Untersuchungen an kontakt-metasomatischen Gesteinen vom Ostrand des Brockenmassivs (Harz). Geologie, Bh. 37, St.1-66, 1963.
125. *Seki W. and Kennedy G.S.* An experimental study on the leucite-pseudo-leucite problem. The Amer.Mineralogist, vol.49, Sept.-Octob., 1964.

126. *Sohn W.* Kontaktmetamorphe Erscheinungen an einer Hornfels-Dachscholle – Dachscholle des Harzburger Gabbromassivs. *Roemeriana* 1, Seiten 133 – 144, Clausthal-Zellerfeld, 1954.
127. *Sohn W.* Der Harzburger Gabbro. *Geol. Jb.*, 72, Seiten 117 – 172, Hannover, 1956.
128. *Walter R.* Geologie von Mitteleuropa. begründet von P. Dorn - 6. Auflage mit 2 Beiträgen von P. Giese, Berlin, H. W. Walther und H. Dill, Hannover, mit 151 Abbildungen und 12 Tabellen, Seiten 186 – 198, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart, 1995.
129. *Yoder H.S., Tilley C.E.* Origin og basalt magmas. *Journ. Of Petrol.*, v.3, No.3, 1962.

Aktualität des Themas

Kombinierte petrologische, mineralogische und geochemische Untersuchungen wurden angewendet, um zur Klärung der Frage nach der Ausgangsschmelze der Harzer Magmatite und der gesetzmäßigen Entwicklung dieses Stammmagmas beizutragen. Die Ergebnisse dieser Forschungsarbeit liefern u.a. neue Ansätze für metallogenetische Theorien und unterstützen die Konzipierung der geologischen Erkundungsarbeiten unter Berücksichtigung der spezifischen Eigenart der magmatischen Gesteine des Harzes im Verhältnis ihres Spektrums an metallischen Rohstoffen (Vererzungen).

Ziele und Methoden der Untersuchungen

a) Erforschung der Zusammensetzung der magmatischen Ausgangsschmelze und Klärung der Beziehung zwischen den Mineralparagenesen und den Bedingungen der Säure-Basen-Wechselwirkung (Säure-Basen-Theorie) unter Anwendung der Methode der physikalisch-chemischen Analyse der Mineralparagenesen nach KORSCHINSKIJ.

Dabei werden magmatische Schmelzen als natürliche offene Systeme betrachtet, deren Zustandsänderungen nicht nur durch Temperatur- oder Druckänderungen gesteuert werden, sondern auch durch die chemischen Potenziale und die Wechselwirkung der Komponenten (Säuren, Basen), für welche das System „besonders offen“ ist.

Entsprechend den geochemischen Gesetzmäßigkeiten wird eine Alkalinitätserhöhung der Schmelze die Erhöhung der Potentiale von Basen hervorrufen und damit die Aktivität aller in der Schmelze befindlichen Basen, insbesondere der starken Basen erhöhen. Dabei erfolgt die Erweiterung der Kristallisationsfelder starker basischer Minerale auf Kosten der Kristallisationsfelder minderbasischer Minerale, so entstehen z.B. Ultrabasite. Als Folge davon erfolgt die Verschiebung der kotektischen Linien und der eutektischen Punkte (Verschiebung des Invariantpunktes) in Richtung weniger basischen Minerale. Im Zuge der Erhöhung der Alkalinität der Schmelze bilden

die Feldspäte Paragenesen mit Hochtemperaturmodifikationen mafischer Minerale und es bilden sich basischere Plagioklase.

b) Klärung des geochemischen Verhaltens einer Reihe von chemischen Elementen unter Bedingung der Einwirkung des Prozesses der „apoeutektischen isothermischen Kristallisation“ (KORSCHINSKI). Als „apoeutektische isothermische Kristallisation“ wird der Prozess der Bildung der Gesteine unterschiedlichen Säuregrades bezeichnet, welcher bei der Erhöhung der Alkalinität der Schmelze unter isothermischen Bedingungen abläuft.

Hauptschlussfolgerungen

1) Die granitoiden Gesteine des Harzes sind im Ergebnis einer fraktionierten Kristallisationsdifferentiation eines basaltoiden (tholeiitischen) Magmas unter Bedingungen der „apoeutektischen isothermischen Kristallisation“ gebildet worden. Unter diesen Bedingungen erhöht sich die Alkalinität eines ursprünglichen basaltoiden Magmas vom Niveau I-V auf das Niveau II-IV (Abb. 1). Es kommt zur Phasenänderung und zur Bildung der Pyroxen (Px)-Granite (IV) oder der Amphibol (Am)-Granite (II). Dabei beherrschen konstante äußere Faktoren (P, T, μ_{H_2O}) das Gleichgewicht im System bei jeder o. g. Phase. Erst nach Abschluss dieser Umwandlung beginnt die Temperatur der Schmelze zu sinken.

Die Veränderung der Potentiale an K und Na innerhalb des Alkalinitätsfeldes (Phase) führt zu Veränderung der Zusammensetzung der unbeständigen Minerale (Plagioklase, Orthoklase) und auch des Gefüges, die jedoch unter Beibehaltung des Typs der Paragenese ablaufen (z. B. Brocken: normalkörnige Biotitgranite, mikropegmatitische, drusige, grobkörnige-Granite, Ilsesteingranite, Ramberggranite. Die Potentiale von K und Na werden als Faktoren angesehen, die den Paragenesetyp bestimmen (z. B. Pyroxengranite, Amphibolgranite, Syenite). Im Verlaufe dieser Prozesse erfolgten die Fraktionierung ultrabasischer Differentiate und die Bildung der Alkaligranitrestschmelze (restliche Teilschmelze). Aus Letzterem wurden zwei eutektische Subserien von Graniten gebildet: schwach alkalische und übersäuerte. Als Folge solcher Splittung entstand ein Kristallisationsintervall

(ein „petrochemischer Bruch“) zwischen der eutektischen Erdalkaliserie „A“ und den eutektischen Granitserien „C und C“; von Quarz-Dioriten bis Granodioriten (Alkali-Kalk-Granite) mit 63,9 – 66,3 % Kieselsäure, für Monzo- bis Syeno-Granite (Kali-Natron-Granite) mit 66,8 bis 76 % Kieselsäure.

2. Auf der Grundlage der Gesamtheit der petrographischen, petrochemischen und geochemischen Daten wurde ein „Stammbaum“ der Magmatite des Harzes aufgestellt:

1. gabbro-harzburgitische apoektische Serie aus leicht alkalischen basisch-ultrabasischen Gesteinen - Serie „B₁-B₂-B₃“;

2. banatitisch kotektische Serien;

2.1. Banatit-Plagiogranit – Tholeiitbasaltserie - Serie „A₁ – A₂ – A₃“;

2.2. Banatit-Granitoid – Serien:

a). apoektische Subserie aus schwach alkalischen-Graniten - „C₁^I – C₂^I – C₃^I“;

b). apoektische Subserie mit SiO₂ angereicherten „übersäuerten“ Granit-Porphyren - „C₁^{II} – C₂^{II} – C₃^{II}“;

Der „Stammbaum“ der Magmatite des Harzes. „A₁-A₂-A₃“ – Hauptserie der Erdalkali-Tholeiitbasaltoide (Gabbro-Norit-Diorit-Quarzdiorit), „B₁-B₂-B₃“ - Serie der Gabbro-Norit-Harzburgite, „C₁-C₂-C₃“ – Serie der Granite mit zwei Subserien.

In der Restschmelze wurden zwei Alkalitätsstufen bzw. Niveaus festgestellt:

a) frühe Pyroxen und Amphibol-Granite, Granodiorite von Oker und Brocken – Serie C₁^I – C₂^I – C₃^I;

b) späte Granite – normale Biotit (Bi) –Granite („Kerngranit“), grobkörnige, mikropegmatitische Granite von Oker und Brocken, Ilsesteingranite, Ramberggranite, Aplite – Serie C₁^{II} – C₂^{II} – C₃^{II}.

Deutliche petrographische Merkmale, die die Richtigkeit der Wirkung des zugrunde gelegten Mechanismus apoektischer Kristallisation bezeugen, sind oszillierende Zonalität der Plagioklase (Pl), Xenomorphismus von Olivin (Ol), zu Pyroxen (Px), der Übergang des Pigeonit-Pyroxen in Diopsid-Pyroxen,

die „Überholung“ der Bildungszeit durch Amphibol (Am) im Vergleich mit Px, Bioti (Bi) vor Am, die perthitische Entmischungen in Granitoiden u.a.m.

3. Die magmatischen Gesteine des Harzes bildeten sich aus einem erdalkalischen (tholeiitischen) Stammagma über den Weg der Erhöhung der Alkalinität in der Schmelze. Das Stammagma besaß die Zusammensetzung eines Gabbro-Norit; sie entsprach etwa folgendem Mineralbestand (Probe F 81, in Masse %):

SiO₂ – 50,2; TiO₂ – 1,17; Al₂O₃ – 15,64; Fe₂O₃ – 0,40; FeO – 9,18; MnO – 0,21; MgO – 8,75; CaO – 9,64; Na₂O – 1,56; K₂O – 0,76; P₂O₅ – 0,29; H₂O⁺ – 1,87.

4. Es konnten die schematischen Wege der Verschiebung des Kristallisationspfades in einem peritektischen System (Kotektikverschiebung) für die Kristallisation der Tholeiitbasaltmagmas unter den Bedingungen des Anstieges der Alkalinität in der Schmelze aufgezeigt werden.

Die Kristallisationsabfolge (Kristallisationspfad) stellt sich schematisch wie folgt dar:

Gabbro-Norit → Am- und Bi-Gabbro (Zone der Mobilisierung) → Quarzgabbro (Zone der Quarzmetasomatose) → Diorite des Okergebietes → Brocken-Diorite und Quarzdiorite → Diorite und Quarzdiorite im W des Basitkomplexes → Diorite und Quarzdiorite des Radaustollens → Granodiorite des Okergebietes → Px- und Am-Granite → Ramberg-Porphyrgranite → Brockengranite-Ostteil → Brockengranite-Westteil → Ilsesteingranit → Okergranit → Aplite → Ramberg-Randgranit.

Die granitoiden Gesteine der späten Generation (Kali-Natron-Granite der Serie „C“) entwickelten sich aus Kalkalkali-Graniten (Quarzdiorite bis Granodiorite) einer frühen Generation der Granite; dabei wurde den Stoffbestand der frühen Granitoid-Generationen „verarbeitet“. Die späten Granitoide der „C“-Serie wurden aufgrund dessen als polyeutektische Anatexide bezeichnet.

5. Anhand der Veränderung der Paragenesen aus dem Übergangsfeld von „schwach alkalisch“ zu „stark alkalisch“ wurde festgestellt, dass die unterschiedlichen Mineralphasen eine Vielzahl von Möglichkeiten der genetische Abläufe der Prozesse in einem magmatischen System widerspiegeln.

6. Analog der Gehalte der petrogenen Elementen K, Na, Ca, Fe, Mg, Si, Al ändern sich auch die Gehalte und Verhältnisse der Seltenerdmetalle Ce, Y und Metalle Li, Rb, Cs, Sr, Pb, Cu in den eutektischen Gesteinsserien allmählich, die eutektische Kristallisation führt jedoch zu wesentlichen und sprunghaften Veränderungen der Elementgehalte im Vergleich der Serien und Subserien.

Es wurde festgestellt, dass im Vergleich mit dem basaltischen Ausgangsmagma der Erdalkalserie die Ultrabasite an Seltenerdmetallen verarmten, die eutektischen Alkaligranite hingegen mit Seltenerdmetallen angereichert wurden. Im Unterschied zu den petrogenen Elementen verlief die Evolution der Gehalte und Verhältnisse der Metalle in den Subserien der granitoiden Gesteine gleichmäßig; es trat keine thermische Barriere für diese Elemente auf. In eutektischen Graniten ist das Verhalten der Elemente identisch. Für das Element Cu trifft diese Gesetzmäßigkeit jedoch nicht zu: es wirkte eine thermische Barriere und steuert dessen Verhalten in der Schmelze.

7. Die Druck- und Temperaturbestimmungen an zwei Gabbroproben des Brockenmassivs belegen ein hochkrustales Intrusionsniveau. Es wurden folgende PT-Daten ermittelt:

$$T = 739,07 \pm 75^\circ\text{C} \text{ bei } P = 0,27 \pm 0,5 \text{ kbar}$$

(Hornblende-Plagioklas-Geothermometer, Al-Hornblende-Geobarometer)

$T = 814,23^\circ\text{C}$ bei $P_1 = 1,15$ kbar bis $P_2 = 1,58$ kbar (gemittelt $1,36 \pm 0,5$ kbar)
(Hornblende-Clinopyroxen-Geothermometer, Al-Hornblende-Geobarometer).

8. Aus dem Vergleich der Mineralzusammensetzungen der vulkanischen Gesteine einerseits und der Gesteinsparagenesen unterschiedlicher Alkalinität andererseits entsprechen die Paragenesen der Erdalkali- und Granitoid-Serien des Harzes bestimmten vulkanischen Gesteinen der pazifischen Kalkalkali-Gesteinsprovinz vom Typ der Magmatite von Martinique bzw. des Yellowstone-Gebiets nach SAVARIZKIJ. Im Vergleich mit der IUGS-Klassifikation ist für die Gesteine des Harzes bemerkenswert, dass die Ultrabasite der „B“-Serie streng den Zusammensetzungen der verbreiteten Foidit-Pikrobasalten entsprechen. Die Erdalkali(Tholeiit)-Serie „A“ entspricht die Zusammensetzung der Reihe Basalt – basaltischer Andesit – Andesit. Die Granitserie „C“ nimmt den Platz in der Reihe Dacit – Rhyolit ein. Wichtig ist

auch, dass die Aufteilung der Subserien beobachtet wird: Alkaligranit „C1^{1a}“ – im Felder der Dacite und die übersäuerten Granite „C1^{2a}“ im Feld der Rhyolite .

Die durchgeführte vergleichende Analyse der granitischen Gesteine des Harzes und der Gesteine des Basumo-Pambaker Gebietes von Zentralarmenien bestätigte die Ähnlichkeit der Gesteinsbildungsbedingungen in beiden Regionen und bekräftigte damit die Anwendbarkeit der Konzeption der apoeutektischen Magmenkristallisation für die Klärung der Abläufe der Bildung von alkalischen und granitoiden Gesteinen aus einem primären tholeiitischen Magma.

9. Es wurde bewiesen, dass die Granitoidserie des Harzes an ein Ausgangs-Erdalkali-Tholeiitbasalt – Magma gebunden ist und nicht an ein Alkaliolivinbasalt-Magma.

Summary

In the proposed book an attempt to apply the paragenetic analysis of minerals and geochemical peculiarities of distribution of rockforming and rare elements, as well as metals in granitoid plutonic rocks of Broken, Ramberg, Oker and other (Harz, Germany), forming deeply differentiated Paleozoic magmatic complex and paleogenic complex of alkaline rocks of Bazum-Pambak (central Armenia – Tezhsar, Bunduk, Garnasar massives) has been done. The goal of this investigation is the elucidation of ways of magmatic evolution and the solution of important problem of their origin.

Using the sample of Bazum-Pambak region, as well as firstly for Harz, the authors developed and offered in principle new process of formation of basaltoid alkaline-earth and alkaline series, named according to terminology of D.S. Korzhinsky "isothermal apothectic crystallization".

The petrologic, mineralogical and geochemical investigations of rocks of magmatic complexes of Harz and Armenia promote to elucidation of of the type of initial magma and the ways of its evolution and the direction of further metallogenic constructions at the organization of searching works taking into account the establishment of specialization of magmatic rocks concerning to some metallic mineral products.

Besides that the authors carried out the comparative analysis of development of granitoid rocks of Harz (Germany) and alkaline rocks of central Armenia.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
Символы минералов	6
Глава I. Геологическая позиция магматического комплекса Гарца...	8
Глава II. Минералого-парагенетический анализ магматических пород Гарца.....	19
Глава III. Особенности состава, свойств и генезиса главных породообразующих минералов.....	58
Глава IV. Петрохимическая структура plutонических комплексов..	85
Глава V. Геохимические особенности поведения редких элементов и металлов при формировании магматического комплекса....	106
Глава VI. Геохимические особенности и петрогенезис магматических пород центральной Армении (на примере Базумо-Памбакской области).....	120
Глава VII. Формационно-статистический анализ и модель формирования гранитоидных массивов Гарца.....	248
Глава VIII. Петрогенезис магматического комплекса Гарца и центральной Армении в связи с эволюцией базальтоидных серий.....	275
Заключение.....	287
Литература.....	291
Геохимия и петрогенезис плутонитов Гарца (обзор на немецком яз.)..	301
Аннотация на английском языке.....	307

5694