

## ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПРЯЖЕННАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

**Г.Б. Ферштатер, А.А. Краснобаев**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН*

*620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

*E-mail: gerfer@online.ural.ru*

*Поступила в редакцию 5 июня 2006 г.*

Выведение в верхние горизонты земной коры мантийных и нижнекоровых блоков в результате обдукции, которая сопровождает субдукционное и коллизионное конвергентное взаимодействие плит, генерирует магматические процессы. При обдукции блоков океанической литосферы, которые фиксируются в виде офиолитовых комплексов или зон серпентинитового меланжа, в результате разрыва сплошности верхней мантии образуются расслоенные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы, постоянно сопровождающие оторванные от мантии гарцбургитовые тектониты (серпентиниты), а также рои спессартитовых даек и редкие тела обдукционных гранитов, характеризующихся парагенезисом граната, турмалина и реже кордиерита – продуктов частичного плавления материала коры при внедрении горячих мантийных блоков.

При адиабатическом выводе к поверхности горячих нижнекоровых масс базитов, которые на Урале представлены преимущественно надсубдукционными роговообманковыми габбро или апогаббровыми амфиболитами, или интрузиями богатых водой в разной мере раскристаллизованных базитовых расплавов, происходит вторичное частичное расплавление самих базитов. При этом образуется кремнекислый расплав, который локализуется в виде мигматитовых сегрегаций, формируя сложные базит-гранитоидные тела. Повышение концентрации воды в ходе кристаллизации с одновременной декомпрессией снижают температуру солидуса и приводят к частичному повторному плавлению уже закристаллизованных твердых фаз и обособлению вновь образованного расплава совместно с остаточным в виде жил и неправильной формы участков. Самопроизвольное декомпрессионное частичное плавление – возможно, одна из причин образования амфиболит-мигматитовых комплексов, которые появляются внутри орогенов в результате выдвигания к поверхности нижнекоровых амфиболитовых блоков.

Ключевые слова: *обдукция, субдукция, анатексис, офиолиты, синплутонические дайки, мигматиты.*

## OBDUCTION MAGMATISM AND ACCOMPANIED MIGMATIZATION (ON THE EXAMPLE OF THE URALS)

**G.B. Fershtater, A.A. Krasobaev**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The obduction of mantle and lower crust fragments to the upper part of the Earth crust produces specific magmatism. So, the obduction of oceanic lithosphere is accompanied by layered dunite-clinopyroxenite-gabbro intrusives, spessartite dykes and small bodies of obduction granites with very specific mineral composition (garnet + tourmaline + cordierite). The adiabatic uprise of hot basic rocks (hornblende gabbro, amphibolite) or partly crystallized basic melt reduces to secondary remelting due to increase of water contents and corresponding decrease of solidus temperature. Such spontaneous anatexis produces migmatite-like rocks of contrasting composition. It could be one of mechanism responsible for formation of the amphibolite-migmatite complexes so typical for orogens.

Key words: *obduction, subduction, anatexis, ophiolite, synplutonic dyke, migmatite.*

**Введение**

Конвергентное взаимодействие плит сопровождается такими тектоническими явлениями, как обдукция, субдукция, коллизия. И эти же явления – причины вывода мантийного и нижнекорового вещества в верхние структуры земной коры.

Породы, представляющие в разной мере преобразованное вещество мантии, залегают либо в виде тектонических аллохтонов, либо образуют магматические тела ультрамафит-мафитового состава. Часто те и другие совмещены, что особенно характерно для офиолитовых комплексов. Исследователи практически единодушны в том, что дунит-гарцбургитовые мантийные тектониты офиолитов представляет собой фрагменты верхней мантии, появившиеся в структурах континентальной коры вследствие обдукции, сопровождающей погружение (подвиг, субдукцию) части океанической литосферы. Их внедрение неизбежно должно вести к разрыву сплошности верхней мантии. Такие декомпрессионные участки над зоной субдукции представляют собой идеальное место для выплавления мантийных расплавов, внедрение которых сопровождает обдукцию мантийных блоков.

Рассматриваемые в настоящей статье магматические комплексы обязаны своим образо-

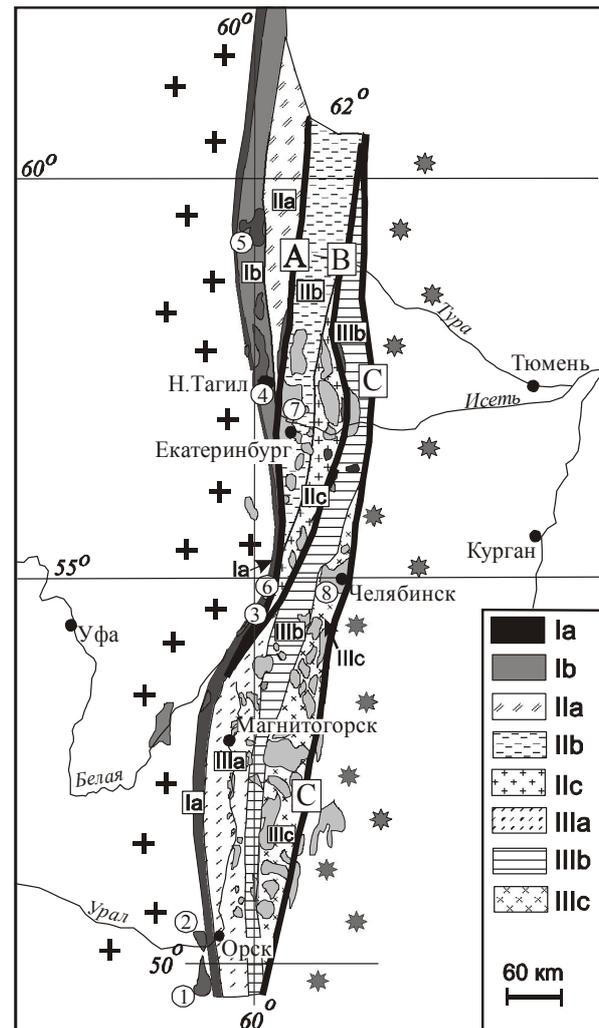
ванием трем группам процессов: 1) разрыву сплошности верхней мантии при обдукции, 2) частичному плавлению пород коры при внедрении горячих мантийных блоков и 3) самопроизвольному плавлению частично закристаллизованных богатых водой базитовых интрузий или обдуцируемых нижнекоровых блоков в результате декомпрессии при подъеме в верхние горизонты коры. В первом случае образуются магмы ультрамафитового или мафитового состава, во втором и в третьем – гранитоидного.

Многие внутриконтинентальные орогены (в первую очередь эпиокеанические, такие как Урал) характеризуются широким развитием ультрамафитовых аллохтонов. Эти аллохтоны фиксируют крупные зоны тектонических нарушений и выполнены преимущественно серпентинитами (рис. 1). В свете представлений тектоники плит подобные аллохтоны обычно рассматриваются как части офиолитовых комплексов, фрагменты океанической литосферы – верхней мантии и нижней коры, переме-

Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала [Ферштатер, 1992].

I-III – мегаблоки: I – общеуральский шовный с фрагментами коры океанического типа, включающий зоны Главного Уральского глубинного разлома (Ia) и Платиноносного пояса (Ib); II и III – северо-западный (II) и юго-восточный (III) островодужно-континентальные, состоящие из трех однотипных зон: островодужной (IIa, IIIa), окраинно-континентальной (IIb, IIIb) и континентальной (IIc, IIIc). Крупными крестами обозначен палеоконтинентальный сектор, пассивная палеоокраина; звездочками – Зауралье, зона перехода к казахстанидам.

Жирные линии – тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Серовско-Мауковский (А), Алапаевский (В), Челябинский (С). Цифрами в кружках обозначены массивы, упомянутые в статье: 1 – Кемпирсайский и Кокпектинский; 2 – Хабарнинский, Аккермановский, Кирпичнинский; 3 – Нуралинский; 4 – Черноисточинский; 5 – Кытлымский; 6 – Сыростанский; 7 – Верхисетский; 8 – Челябинский.



щенные в результате взаимодействия литосферных плит в структуры континентальной коры. И действительно, в строении наиболее крупных и хорошо сохранившихся аллохтонов нередко удается выявить такие элементы стандартного офиолитового разреза (океанической литосферы), как серпентинизированные мантийные тектониты, промежуточная расслоенная перидотит-габбровая серия, зона параллельных диабазовых даек, пиллоу-лавы [История..., 1984; Савельева, 1987; Семенов, 2000, и др.]. Предполагается генетическая связь отдельных частей разреза, обусловленная механизмом их формирования [Колман, 1979; Савельева, 1987; Nicolas, 1989, и др.]. Изложенная модель широко используется для обоснования океанического этапа в развитии многих внутриконтинентальных орогенов.

В то же время детальное изучение некоторых офиолитовых комплексов на континентах показало, что соотношение различных частей офиолитового разреза более сложное и не укладывается в рамки единого механизма их формирования. В первую очередь это касается расслоенных интрузивных дунит-верлит-габбровых залежей, отождествляемых с переходной зоной стандартных офиолитовых комплексов. На Урале речь идет о таких массивах, как верлит-троктолит-габбровый Кокпектинский (Кемпирсайский аллохтон), Аккермановско-Кирпичнинский дунит-клинопироксенит-габбронорит-плагиогранитоидный и Восточно-Хабарнинский дунит-клинопиоксенит-вебстерит-габброноритовый (Хабарнинский аллохтон), расслоенный габбро-диоритовый интрузив, ассоциированный с Нуралинским массивом.

Ранее было показано [Ферштатер, 2004], что такие массивы представляют собой более поздние, чем офиолиты, образования и не связаны с океаническими спрединговыми зонами, относясь к континентальному этапу в эволюции офиолитов.

К настоящему времени накопились многочисленные данные о сложности, одновременности и разной геодинамической обстановке при формировании сводного офиолитового разреза, но эти данные касаются, в первую очередь, океанической истории [Книппер, 1999]. Наша же задача заключается в том, чтобы рассмотреть природу части офиолитовой ассоциации в рамках взаимодействия океан-континент.

Перемещение горячих мантийных блоков в структуры коры сопровождается частичным

плавлением пород коры с образованием магм гранитоидного состава [Huppert, Sparks, 1988; Nicolas, 1989; Pearce, 1989; Peters, 1994; Pedersen, Dunning, 1997; Шкодзинский, 2003]. Образующиеся при этом гранитоиды, которые мы предлагаем для краткости и удобства изложения называть обдукционными, обладают определенной спецификой геологического положения и вещественного состава, позволяющими отличать их от гранитоидов другого происхождения.

И наконец, в результате декомпрессии при перемещении в верхние горизонты горячих нижнекоровых базитовых блоков или интрузивном внедрении богатых водой в разной мере раскристаллизованных базитовых расплавов, происходит вторичное частичное расплавление самих базитов. При этом образуется вторичный кремнекислый расплав, который локализуется в виде мигматитовых сегрегаций, формируя сложные базит-гранитоидные тела [Vignerresse et al., 1996; Selbekk et al., 2000; Ферштатер и др., 2004]. Процесс такой автомигматизации широко распространен и, возможно, является модельным для объяснения генезиса некоторых амфиболит-мигматитовых метаморфических комплексов.

## Анализы

Общий анализ пород был выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) рентгено-флюоресцентным методом на приборе СРМ-18. FeO, Na<sub>2</sub>O и п.п.п были определены в этом же Институте обычным химическим методом. Лаборатория аттестована в соответствии с действующими стандартами.

Анализы на редкие, в том числе редкоземельные элементы, были выполнены в Университете г. Гранада (Испания) методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Точность анализов составляет 2 и 5 отн. % для концентраций 50 и 5 г/т соответственно. Там же были датированы и проанализированы на 25 редких элементов методом LA-ICP-MS цирконы в виде отдельных зерен в полированных шлифах. Эти же зерна были датированы U-Pb методом на ионном зонде Cameca IMS1270 (NORDSIM) в Стокгольме. Аналитические работы были выполнены нашими испанскими коллегами Ф. Беа и П. Монтеро. Точность U-Pb датирования методом LA-ICP-MS контролировалась путем анализа циркона ортогнейсов Almohalla (Центральная Испания),

которые имеют устойчивый возраст  $543 \pm 3$  млн. лет, определенный на ионном зонде, и методом Кобера по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  отношению в отдельных зернах циркона, и составляет не менее 10 отн. %. Подробнее методика изложена в отдельной работе [Краснобаев и др., 2004].

#### Магматизм, сопровождающий обдукцию офиолитов

На примере наиболее хорошо сохранившегося на Урале кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса, одного из самых крупных и детально изученных, устанавливается определенная последовательность событий, связанных с его обдукцией, продолжительностью не менее 50-70 млн. лет, что примерно соответствует длительности геологического периода. Эта последовательность включает [Ферштатер и др., 2005] формирование собственно океанического (?) фрагмента, состоящего из дунит-(лерцолит)-гарцбургитовых тектонитов и сопровождающих их параллельных диабазовых даек и пиллоу-лав с N-MORB геохимическими параметрами и его обдукцию в структуры континентальной коры. Обдукция сопровождается формированием: 1) дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовой расслоенной залежи в восточном борту Хабарнинского массива (Восточно-Хабарнинский массив); 2) небольших кольцевых интрузивов такого же состава в гарцбургитах Хабарнинского массива, принадлежащих молостовскому комплексу [Эвгеосинклинальные..., 1984; Пушкарев, 1987]; 3) крупного верлит-троктолит-габбрового расслоенного Кокпектинского интрузива в западной части Кемпирсайского массива и Аккермановско-Кирпичнинского расслоенного дунит-клинопироксенит-габбро-плагиигранитного интрузива и сопровождающих его параллельных диабазовых и плагиигранитных даек, который прорывает и перекрывает хабарнинские гарцбургиты; 4) роев спессартитовых даек, определенных ранее [Эвгеосинклинальные..., 1984] как ассоциация «калиевых габброидов»; 5) обдукционных гранитов и сопровождающих их амфиболит-мигматитовых комплексов.

Основную проблему в этой схеме составляет интерпретация природы расслоенных дунит-верлит-габбровых массивов, которые на первый взгляд подобны переходной зоне офиолитов, однако на самом деле такой не являются. Основные доводы в пользу различной при-

роды расслоенных массивов и остальной части офиолитового комплекса заключаются в следующем [Ферштатер, 2004].

1. Наблюдается большой разрыв во времени между формированием гарцбургит-габбро-базальтовой (условно океанической) части офиолитового комплекса и расслоенного массива, составляющий более 20-30 млн. лет. Ко времени формирования расслоенных массивов офиолитовые аллохтоны были уже надвинуты на структуры континентальной коры.

2. В то время как гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты имеют отчетливое тектонически аллохтонное залегание, расслоенные массивы обнаруживают интрузивные соотношения как с самими гарцбургитами, так и с вмещающими их породами, в том числе с породами континентальной коры.

3. Отдельные расслоенные массивы (Восточно-Хабарнинский, Нуралинский) сложены не характерными для океанических комплексов породами с «континентальной» геохимией. Породы этих массивов обогащены калием и крупноионными литофильными редкими элементами и их формирование совместно с офиолитами представляется сомнительным. Детализируем изложенные выше положения.

Фаунистически определенный возраст пиллоу-лав, ассоциированных с Кемпирсайским гарцбургитовым массивом, отвечает среднему ордовика, т.е. примерно 460 млн. лет [Иванов, 1988; Коробков и др., 1988]. Изотопный возраст пород Кемпирсайского массива определен разными методами в интервале 420-400 млн. лет [Edwards, Wasserburg, 1985; Sharma, Wasserburg, 1996; Melcher et al., 1999], отражающем разные этапы его становления и преобразования. Sm-Nd возраст апатита, флогопита, амфибола, как и породы в целом, для пироксенитовой дайки в кемпирсайских гарцбургитах составляет  $427 \pm 55$  млн. лет, U-Pb возраст валовой фракции циркона из этого же пироксенита по верхнему пересечению с конкордией –  $420 \pm 10$  млн. лет [Melcher et al., 1999].

В результате исследований последних лет был определен возраст циркона (табл. 1) из клинопироксен-амфибол-биотитового габбро (проба к1071), образующего кольцевой Губерлинский интрузив молостовского комплекса в гарцбургитах Хабарнинского массива [Эвгеосинклинальные..., 1984; Пушкарев, 1987; Петрология..., 1991]. Из 5 проанализированных на ионном зонде NORDSIM (г. Стокгольм) зерен

циркона три отвечают основной разновидности, характеризующей время формирования габбро – 415±10 млн. лет, а в двух других был определен докембрийский возраст 700 и 1429 млн. лет (табл. 1; рис. 2), который на Урале имеет

только континентальная кора фундамента орогена. Это означает, что ко времени 415 млн. лет мантийные тектониты, слагающие подавляющую по объему часть Кемпирсайского и Хабаровинского массивов, были уже надвинуты на

Таблица 1

## Геохимические особенности и возраст цирконов из некоторых пород Урала

Проба	Порода	Pb	U	Th	Возраст $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$	$K_{\text{disc}}$
к1071	Срх-Нbl-Вт-габбро	109	1209	1393	401	0,99
к1071	--«	442	4113	7478	413	0,93
к1071	--«	190	2037	2178	431	0,99
к1071	--«	642	3360	4962	<b>700</b>	0,91
к1071	--«	20	56	72	<b>1429</b>	0,99
к1036	Амфиболит	12	174	32	399	0,97
к1036	--«	21	296	68	397	0,96
к1036	--«	72	963	337	403	1,00
к1036	--«	50	668	278	398	1,00
к1036	--«	92	1247	381	400	0,99
к1036	--«	30	416	102	400	0,99
к1036	--«	51	680	255	399	0,99
Среднее					400±2	
к1076	Вт-Gt-гранит	115	1718	391	395,3	1,27
к1076	--«	106	1575	401	385,5	1,32
к1076	--«	311	4671	995	415,4	1,06
к1076	--«	97	1398	959	379	1,17
к1076	--«	55	361	30	<b>841,1</b>	1,39
к1076	--«	253	4338	503	372,1	1,10
к1076	--«	123	1961	417	385,2	1,14
к1076	--«	50	740	253	381,1	1,29
к1076	--«	337	5287	699	387,3	1,23
к1076	--«	275	4083	961	398,7	1,23
к1076	--«	137	2314	316	368,4	1,16
к1076	--«	106	1572	874	387,7	1,07
к1076	--«	128	1893	541	395,4	1,24
Среднее					388±5	
к513	Нbl-габбро	19	286	131	425	0,99
к513	--«	13	110	122	428	0,98
к513	--«	7	76	75	443	0,95
к513	--«	10	91	55	<b>558</b>	0,96
к513	--«	12	95	131	<b>560</b>	0,95
к513	--«	2	14	10	<b>573</b>	0,89
к513	--«	29	107	71	<b>1239</b>	0,99
к501	Нbl-анортозит	3	40	13	422	0,96
к501	--«	2	28	9	427	0,92
к501	--«	2	29	11	420	0,84
к501	--«	1	20	6	423	0,87
к501	--«	не опр.	14	4	421	не опр.
к501	--«	не опр.	6	1	427	не опр.
Среднее					423±4	

Примечание. Проба гранита к1076 изучена методом LA-ICPMS в Университете г. Гранада (Испания), остальные на ионном зонде Cameca IMS1270 (NORDSIM) в г. Стокгольм. Аналитики Ф. Беа и П. Монтеро. Коэффициент дискордантности  $K_{\text{disc}}$  определен как отношение измеренных возрастов ( $^{207}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$ )/( $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$ ). Обозначения минералов международные [Kretz, 1983]. Жирным шрифтом выделены зерна ксеногенного циркона.

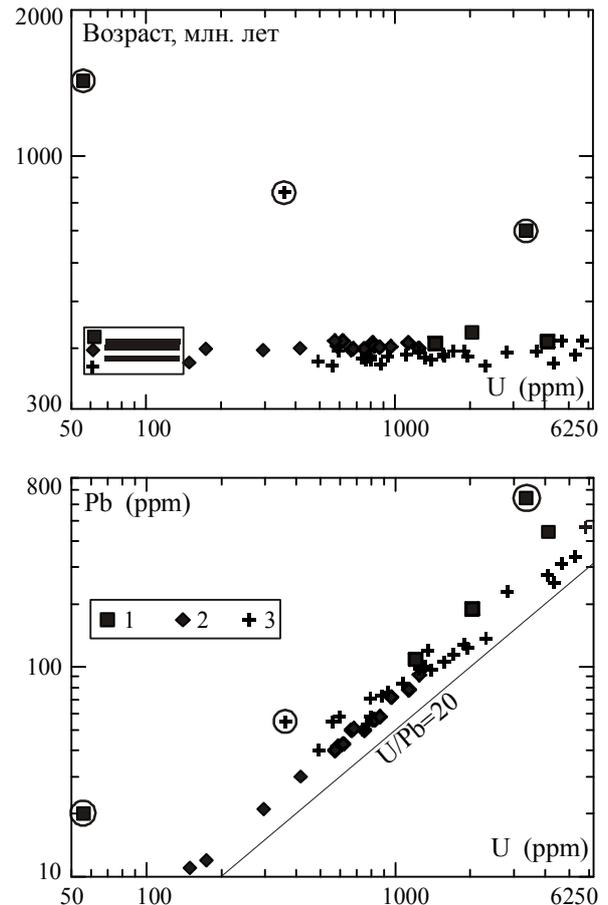
Рис. 2. Диаграммы «возраст–содержание U» и Pb–U для цирконов из габбро молостовского комплекса (проба к1071), слагающего небольшой интрузив в гарцбургитах Хабаровнинского массива (1), из амфиболита (к1036) в южном экзоконтакте Кемпирсайского массива (2) и из гранита (к1076), образующего дайку в оливиновом габбро Кокпектинского массива (3).

Кружками обведены ксеногенные зерна циркона. Линиями в прямоугольнике на верхней диаграмме показан возраст названных выше пород.

структуры континентальной коры и магматизм этого возраста так или иначе связан с обдукцией. По петрографическому сходству дайки амфибол-флогопитового клинопироксенита, которая упоминается в работе [Melcher et al., 1999], с клинопироксенитами молостовского комплекса можно полагать, что дайка формационно аналогична этому комплексу и приведенные авторами цифры дают верхнюю границу возраста мантийных тектонитов кемпирсайско-хабарнинского офиолитового комплекса.

Надвиги и сопровождающий их магматизм на этом не прекратились. В интервале 415–390 млн. лет с максимум примерно в 400 млн. лет (рис. 2) имели место такие важные эпизоды постофиолитового магматизма, как формирование расслоенных интрузивов, ассоциированных с мантийными тектонитами Кемпирсайского, Хабаровнинского и Нуралинского массивов, формирование роев спессартитовых даек, образование основной массы обдукционных гранитов. К этому же времени относится и метаморфизм амфиболитовой ступени и сопровождающая его мигматизация в экзоконтактах офиолитовых аллохтонов. Цирконы из амфиболита, перекрывающего Кемпирсайский массив в его южном экзоконтакте, являются типичными для метаморфических цирконов амфиболитовой фации [Краснобаев, 1986], обладают высокой степенью геохимической однородности и имеют возраст 405–400 млн. лет (табл. 1) [Краснобаев и др., 2004], определенный на ионном зонде и методом LA-ICP-MS.

Результатом разрыва субдуцируемого слэба и сплошности верхней мантии при обдукции и спровоцированного этими явлениями плавления являются многочисленные дайки спессартитов [Эвгеосинклинальные..., 1984]. Породы образуют рои даек мощностью до 2–3 м и небольшие – до первых сотен метров в попе-



речнике – интрузивные тела в гарцбургитах, базальтах, зонах параллельных диабазовых даек, расслоенных интрузивах. Обычно хорошо выражены закаленные контакты даек. Породы имеют типичную лампрофировую структуру – идиоморфные зерна роговой обманки и клинопироксена в мелкозернистом существенно полевошпатовом базисе, позволяющую надежно отделять их от габброидов других формаций еще при микроскопическом исследовании.

Геохимические особенности всех магматических пород, связанных своим происхождением с обдукцией, во многом определяются глубинным строением региона магмообразования, а именно, наличием или отсутствием в очаге или на пути интрузии континентальной коры и иных неоднородностей. Одно из следствий – наличие среди расслоенных интрузивов двух четких групп, различающихся составом габброидов. В первую из них входят натровые массивы – Кокпектинский и Аккермановско-Кирпичнинский, а во вторую – обогащенные калием Восточно-Хабарнинский и Нуралинский. Обе группы характеризуются связью с мантийными тектонитами, но в их геологическом положении имеются существенные различия.

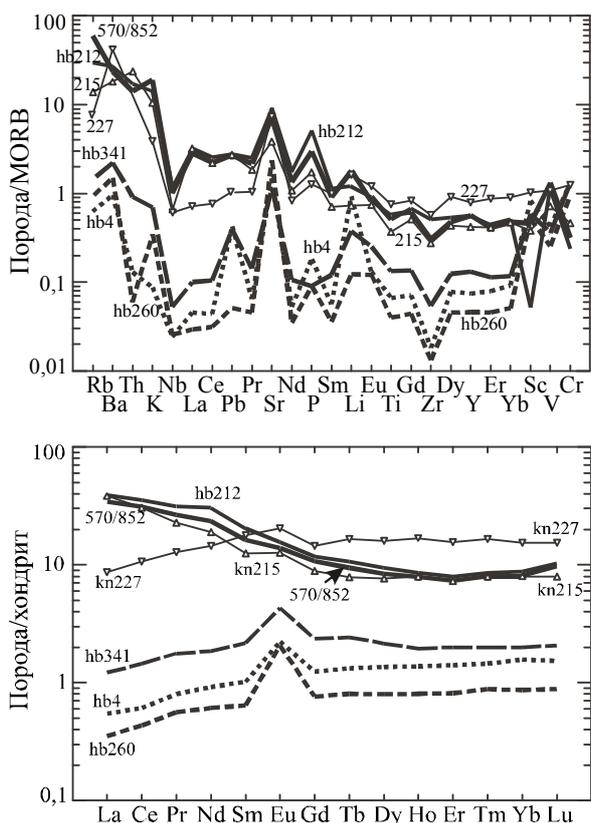


Рис. 3. Распределение редких элементов в породах расслоенных интрузивов, ассоциированных с офиолитами.

hb341 – оливиновое габбро, Кокпектинский массив; hb4 и hb260 – габбронориты, Аккермановско-Кирпичнинский массив; 570/852 – габбронорит, Восточно-Хабарнинский массив; hb212 – габбро из небольшого кольцевого интрузива в гарцбургитах Хабаровинского массива, аналогичное пробе к1071, из которой был выделен и датирован циркон; kn227 и kn215 – роговообманковое габбро и диорит, Нуралинский массив. Полные анализы пород приведены в статье [Ферштатер, 2004].

ми отчетливо интрузивный, с наличием многочисленных габбровых и расслоенных габбровебстеритовых даек в целиком антигоритизированных гарцбургитах [Ферштатер, 2004].

Обогащенные калием расслоенные массивы не имеют гранитоидной и субвулканической частей и состоят в первом приближении из мафит-ультрамафитовой (дунит-клинопироксенитовой и вебстеритовой – в Восточно-Хабарнинском и дунит-верлит-клинопироксенитовой – в Нуралинском массиве) и существенно габброидной залежей.

Массивы первой группы сложены породами, крайне бедными калием и крупноионны-

Массивы натровой группы занимают положение переходной зоны, в понимании А. Никола [Nicolas, 1989], в идеализированном разрезе офиолитового комплекса. Они залегают на мантийных тектонитах (гарцбургитах) и перекрываются зонами параллельных даек и пиллоу-лавами. В Аккермановско-Кирпичнинском массиве в ассоциации с роговообманковыми габброидами в верхней части расслоенной серии развиты малокалиевые тоналиты, трондьемиты, плагиограниты, обладающие общими особенностями состава с «океаническими плагиогранитами», по терминологии Р. Педерсена и Д. Малпаса [Pedersen, Malpas, 1984]. Нижний контакт массива с хабарнинскими гарцбургита-

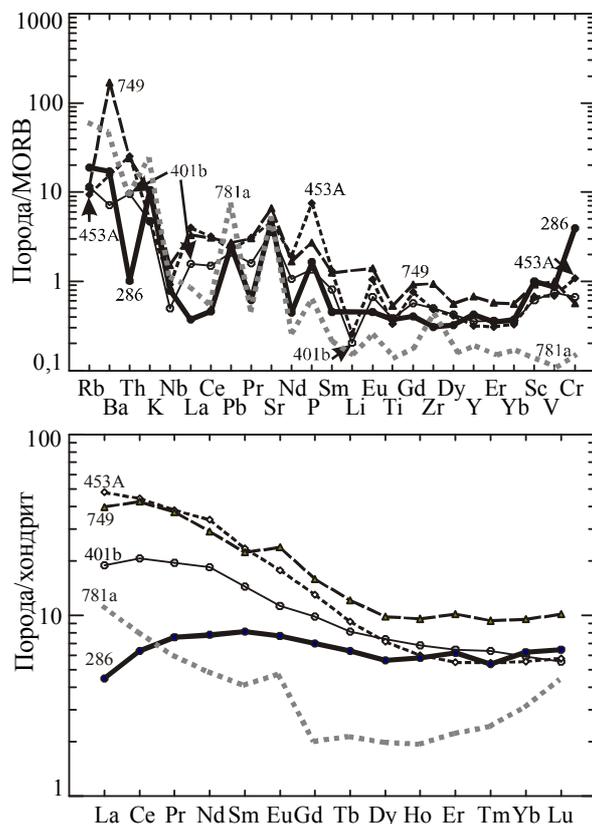


Рис. 4. Распределение редких элементов в спессартитовых дайках, секущих гарцбургиты Кемпирсайского (286) и Хабаровинского (749) массивов, вмещающие их породы (401б, 749) и габброиды Кокпектинского массива (453а), а также в дайке биотит-гранатового гранита (781а), которая пересекает спессартиты Кокпектинского массива.

Из этой же дайки взята проба к1076, из которой выделены и датированы цирконы. Полные анализы пород приведены в табл. 1.

ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПРЯЖЕННАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ

Таблица 2

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов  
в представительных образцах некоторых магматических пород, связанных с обдукцией

№ пп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ пр.	674	679	676	286	453А	401В	749	1076	855	92	182	186	752	137	141
SiO <sub>2</sub>	51,56	67,87	74,00	49,35	53,40	54,03	52,84	71,52	50,20	72,6	69,24	72,78	69,01	74,81	74,55
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,60	0,33	0,56	0,50	0,58	0,80	0,11	0,94	0,03	0,13	0,05	0,340	0,08	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,94	14,76	13,39	11,37	13,42	15,46	15,35	14,37	16,73	14,41	16,17	14,38	13,86	13,98	14,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	0,52	0,80	1,76	3,11	2,05	2,18	0,12	1,37	0,44	0,75	0,46	1,31	0,86	0,6
FeO	8,57	3,12	1,97	7,30	4,13	5,45	6,40	2,90	7,54	1,12	2,05	1,97	2,62	н.опр	н.опр
MnO	0,22	0,07	0,04	0,220	0,12	0,11	0,200	0,06	0,16	0,22	0,15	0,12	0,11	0,02	0,01
MgO	7,63	1,83	0,64	12,17	9,09	7,46	6,11	0,68	6,23	0,09	0,38	0,32	1,32	0,42	0,45
CaO	6,98	2,55	2,20	9,74	8,82	7,58	7,55	2,83	9,79	0,81	2,34	0,91	5,52	0,51	0,86
Na <sub>2</sub> O	4,28	6,58	5,07	2,00	3,10	4,16	4,48	3,46	2,68	4,52	4,08	4,44	2,97	3,53	3,97
K <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,10	1,20	0,54	0,54	1,10	2,72	2,00	4,85	3,28	3,16	0,78	4,43	3,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,26	0,06	0,18	0,83	0,15	0,30	0,07	0,25	0,02	0,04	0,02	0,09	0,10	0,06
Li	1,97	1,59	0,00	н.опр	2,06	1,63	н.опр	0,64	11,10	1,7	1,21	0,00	н.опр	8,78	13,54
Rb	0,00	3,60	0,00	20,97	10,59	12,70	12,88	64,76	32,12	132	94,05	73,03	12,41	158	94
Cs	0,00	0,00	0,00	4,02	0,35	0,41	0,14	1,42	0,09	0,28	0,66	0,36	0,53	10	6
Be	0,27	0,20	0,66	1,08	1,70	0,54	1,82	1,18	0,16	1,88	2,27	2,64	1,05	н.опр	н.опр
Sr	206	200	148	568,4	569,6	437,2	802,3	648,5	847,1	152	602,3	114,2	291,4	27	42
Ba	38,8	23,3	87,6	323,6	293,9	135,4	3227	862,9	588,3	84	740,3	124,3	133,6	263	333
Sc	16,24	6,82	13,71	40,8	27,6	25,1	37,6	0,0	25,07	5,5	9,07	6,98	13,86	н.опр	н.опр
V	259,6	28,3	19,5	216,7	174,4	186,8	249,5	20,1	372,3	4,8	5,70	2,27	49,4	1	1
Cr	139,8	27,0	24,0	1186	321,7	199,3	170,1	46,3	90,2	27,2	13,8	16,2	62,0	1	1
Co	37,03	6,54	3,89	43,4	27,0	25,8	29,8	4,1	35,79	1,6	1,42	1,08	6,77	1	1
Cu	9,8	20,0	8,3	59,0	30,0	48,5	19,5	20,9	45,56	9,91	5,16	5,53	12,53	2	2
Zn	225,4	53,6	32,2	74,4	51,7	43,2	75,4	41,7	126	22,4	44,93	25,67	45,54	9	4
Ga	18,26	12,71	13,02	12,05	11,40	14,37	13,82	24,49	25,57	12,1	25,26	13,41	13,62	11	9
Y	23,49	27,87	26,62	14,57	10,82	12,06	23,12	6,55	16,97	3,5	17,45	16,90	18,21	7	5
Nb	2,93	3,10	4,04	2,81	3,28	1,79	5,48	4,01	2,29	2,62	6,08	5,58	2,02	11,8	1
Ta	0,00	0,00	0,01	0,16	0,26	0,16	0,27	0,04	0,00	0,09	0,32	0,43	0,13	4,36	0,49
Zr	22,21	14,67	34,82	27,79	43,72	44,78	84,47	39,86	13,59	8,22	59,57	12,33	44,64	7,1	6,4
Hf	0,76	0,37	1,04	0,80	1,46	1,62	2,53	1,12	0,39	0,45	1,96	1,59	1,50	1,27	0,76
U	0,13	0,08	0,00	0,40	2,11	0,56	1,59	0,96	0,13	0,26	1,65	2,76	0,54	10,62	6,31
Th	0,32	0,54	0,94	0,19	4,69	1,77	4,43	1,67	0,41	5,11	5,07	0,48	2,85	3,76	2,57
La	5,03	8,25	10,21	1,47	15,71	6,22	13,07	3,45	5,94	13,1	12,84	1,37	9,47	3,25	3,95
Ce	10,59	20,08	20,60	5,48	38,25	17,89	36,76	6,52	13,98	28,8	34,40	0,00	27,08	7,83	7,41
Pr	1,57	2,79	2,75	0,99	4,95	2,54	4,84	0,73	1,93	1,95	3,08	0,21	3,38	0,94	0,87
Nd	7,99	12,88	13,08	4,91	21,24	11,60	18,32	2,87	9,62	5,15	10,86	1,05	12,82	3,58	3,15
Sm	2,30	3,26	3,22	1,65	4,76	2,93	4,52	0,78	2,55	1,29	2,45	0,60	2,83	1,29	0,85
Eu	0,89	0,84	0,89	0,59	1,37	0,87	1,83	0,34	1,10	0,1	0,84	0,06	0,80	0,09	0,22
Gd	2,67	3,28	3,19	1,93	3,60	2,71	4,38	0,52	2,40	1,31	2,04	0,93	2,96	1,08	0,75
Tb	0,53	0,64	0,60	0,32	0,46	0,41	0,60	0,10	0,39	0,23	0,36	0,25	0,42	0,24	0,18
Dy	3,66	4,04	4,29	1,94	2,45	2,53	3,37	0,64	2,65	1,72	2,46	1,98	2,62	1,31	0,89
Ho	0,88	0,89	0,88	0,45	0,46	0,53	0,74	0,14	0,55	0,36	0,49	0,43	0,56	0,26	0,19
Er	2,21	2,43	2,56	1,40	1,23	1,45	2,29	0,47	1,38	1,12	1,61	1,44	1,72	0,7	0,52
Tm	0,38	0,43	0,45	0,19	0,19	0,22	0,33	0,08	0,25	0,18	0,26	0,26	0,26	0,11	0,08
Yb	2,49	2,44	2,76	1,38	1,22	1,30	2,09	0,64	1,53	1,05	1,77	1,84	1,58	0,65	0,44
Lu	0,45	0,53	0,47	0,22	0,20	0,19	0,34	0,14	0,27	0,16	0,30	0,30	0,27	0,1	0,57

Примечание. 1-3 – амфиболит, представляющий субстрат (674) и анатектические гранитоиды (679, 676) из южного экзоконтакта Кемпирсайского массива; 4-7 – спессартиты, жилы в гарцбургитах и их окружении; 8 – гранит, секущий троктолиты Кокпектинского массива и спессартитовые жилы в нем; 9, 10 – габбронорит (855) и жила пегматоидного гранита в нем (92); 11-13 – гранитоиды из восточной (182, 186) и западной (752) частей тектонического окна в гарцбургитах Хабарнинского массива; 14, 15 – граниты в перидогитах массива Ронда (Испания).

ми литофильными элементами, и имеющими  $La_N/Lu_N$  отношение меньше 1, а массивы второй группы – породами, обогащенными названными элементами, с  $La_N/Lu_N$  отношением  $> 1$  (рис. 3). Последние отличаются также пониженным содержанием хрома, которым обеднена и континентальная кора.

Такая же картина наблюдается и в породах комплекса спессартитовых даек, среди которых отмечаются как различия с геохимическими параметрами близкими к MORB, так и различия с типичными «континентальными» геохимическими характеристиками (рис. 4, табл. 2).

В то же время все габброиды, независимо от их принадлежности к той или иной серии, обладают некоторыми общими геохимическими особенностями, свойственными надсубдукционным образованиям. Всем габбро из названных выше расслоенных интрузивов, ассоциированных с офиолитами, свойственны отрицательные аномалии высоkozарядных элементов Nb, Ti, Zr и положительные – литофильных K, Ba, Sr, Pb, P. Можно полагать, что эти общие особенности обусловлены сходством механизма образования пород, а именно тесной связью субдукционных и обдукционных движений.

#### **Обдукционные гранитоиды как продукты частичного плавления при внедрении горячего мантийного блока**

Возникновение кислых легкоплавких расплавов в связи с внедрением в структуры коры горячих мантийных блоков или базитовых интрузий – довольно обычное явление [Huppert, Sparks, 1988; Nicolas, 1989; Литвиновский и др., 1992, и др.]. Их состав зависит от состава субстрата, и эта зависимость очень ясно выражена.

Прекрасные примеры частичного плавления апобазальтовых амфиболитов MORB-типа можно наблюдать в экзоконтактовой зоне гарцбургитов Кемпирсайского массива на Южном Урале. В южном экзоконтакте массива, в его кровле, развиты мигматизированные апобазальтовые амфиболиты. Возраст метаморфогенных цирконов из этих амфиболитов, как отмечалось выше, составляет 400-405 млн. лет (табл. 1). Цирконы датируют время главного этапа образования амфиболитов. Последние сложены роговой обманкой, плагиоклазом  $An_{30-35}$  и магнетитом. Лейкосомы амфиболитов имеют трондьемитовый состав. Трондьемитовые мобилизаты

образуют многочисленные жилы и интрузивные тела размером в несколько сотен квадратных метров и представлены роговообманковыми различиями. Амфиболиты характеризуются «океаническими» геохимическими параметрами, а в трондьемитах возрастает содержание крупноионных литофильных элементов, легких РЗЭ и уменьшается содержание таких характерных реститовых элементов, как ванадий и хром (рис. 5, табл. 2).

Возраст цирконов магматического облика из самого молодого в рассматриваемой группе пород гранат-турмалин-биотитового гранита  $K1076$  (табл. 1, 2; рис. 2) составляет  $387 \pm 5$  млн. лет. Среди цирконов выявлены единичные зерна с возрастом около 800 млн. лет, несомненно заимствованные из коры континентального типа, которая, возможно, и послужила протолитом гранитов. Характерна минералогия гранитов. Парагенезис альмандинового граната с турмалином, а при наличии в субстрате метапелитов, и с кордиеритом – «визитная карточка» обдукционных гранитов, имеющих своим субстратом породы континентальной коры.

В богатых калием габброноритах восточно-хабарнинской ассоциации анатектические выплавки представлены жилами гранат-турмалиновых пегматоидных гранитов мощностью от первых сантиметров до 1-2 метров (табл. 2), которые обладают общими геохимическими особенностями с породами субстрата (рис. 5). Как и габбронориты, граниты обогащены калием и литофильными элементами по сравнению с рассмотренными выше трондьемитами, но относительно габбронорита содержание большинства редких элементов в граните заметно ниже. Граниты всегда приурочены к зонам амфиболитизации габброноритов и сопровождаются мигматитами.

Более крупные тела гранитов зафиксированы в подошве мантийных аллохтонов. Так, в краевых частях антиклинальной структуры, вскрытой в тектоническом окне в подошве Хабаровинского массива, обнажены сильно деформированные гранатовые (с турмалином и кордиеритом) граниты и адамеллиты [Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер, 2001]. Породы залегают среди слюдяных сланцев, кремней и амфиболитов, которые, вероятно, и представляют собой их субстрат. Гетерогенностью субстрата обусловлена высокая степень неоднородности самих гранитоидов, которые варьируют по составу от гранитов до адамеллитов, со-

## ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПРЯЖЕННАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ

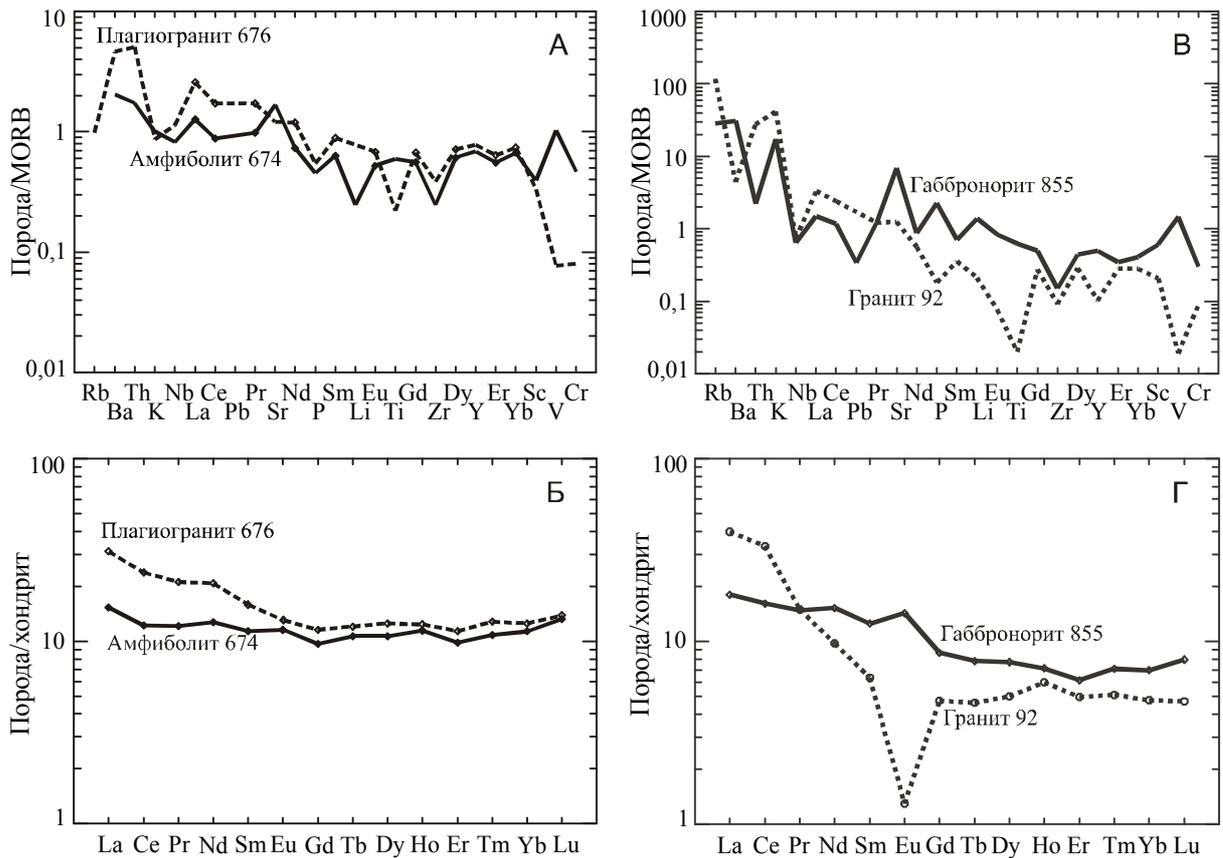


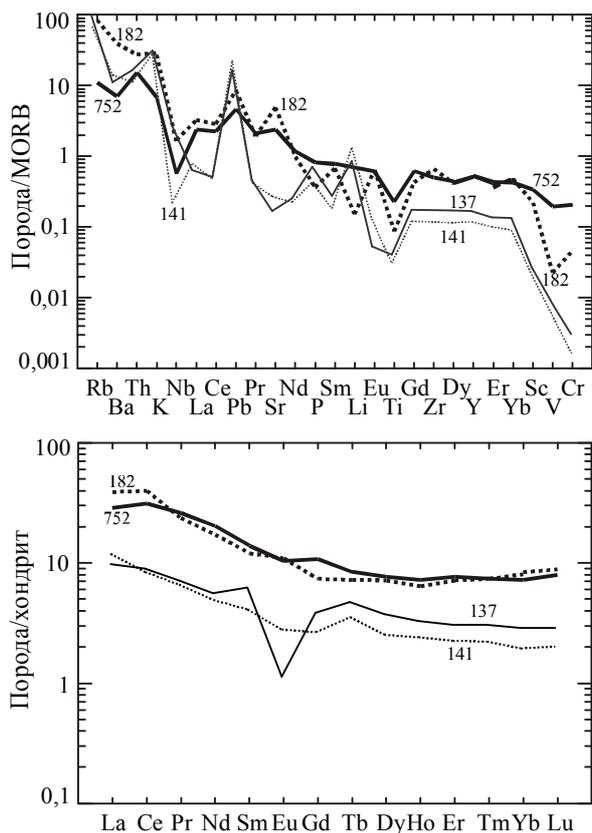
Рис. 5. Распределение редких элементов в базитовом субстрате (674 и 855) и мигматитовых жилах (676 и 92).

Пробы 674 и 676 – южный экзоконтакт Кемпирсайского массива; пробы 855 и 92 – Восточно-Хабарнинский массив. Проба 674 аналогична и взята из того же обнажения, что и проба к1036, из которой выделен и датирован циркон. Полные анализы пород приведены в табл. 1.

державших переработанные реликты субстрата в виде существенно кварцевых или полевошпатовых агрегатов. Как в ясных случаях, отмеченных выше, гранитоиды, в зависимости от состава субстрата, характеризуются большими вариациями в составе таких петрогенных элементов, как Ca, Na, K, что свидетельствует о высокой скорости процесса выплавления гранитоидного расплава, препятствующей его гомогенизации. Типичные составы гранитоидов приведены в табл. 2. Породы из западной (752) и восточной (182) части тектонического окна характеризуются близким распределением редких и редкоземельных элементов (рис. 6). Характерна низкая степень упорядоченности калиевого полевого шпата, представленного ортоклазом.

Граниты, подобные описанным выше, известны в связи со многими мантийными блоками, внедренными в структуры коры. Например, в перидотитах массива Ронда в Испании

граниты образуют обособленные жилы и штокверки жил в деформированных серпентинизированных и хлоритизированных лерцолитах и верлитах. Граниты представлены турмалинкордиеритовыми (иногда с гранатом) разностями, отличающимися от описанных выше уральских гранитов лишь более широким развитием кордиерита в виде идиоморфных вкрапленников и мелких ксеноморфных зерен в основной массе. Субстратом гранитов являются мигматизированные метапелиты из подошвы перидотитового аллохтона. Породы субстрата и, соответственно, сами граниты довольно однородны по составу (табл. 2) и отличаются от уральских пониженным содержанием большинства редких и всех редкоземельных элементов (рис. 6). Минералогические и геохимические особенности гранитов свидетельствуют о дегидратационном типе анатексиса, когда источником воды служат реакции разложения гидроксилсодержащих минералов [Орогенный..., 1994; Rushmer, 1995].



**Субсолидусное плавление базитов  
в водных условиях при декомпрессии**

Декомпрессионное плавление амфиболовых габбро и производных от них амфиболитов – обычный процесс преобразования пород при их движении к поверхности либо в ходе интрузии, либо при тектоническом перемещении. Водный базитовый магматизм обычно связан с субдукцией, а производные от него роговообманковые габбро часто обнаруживают вещественное и структурное сходство с амфиболитами [Ферштатер и др., 2004]. Именно интрузии роговообманковых габбро по механизму андерплейтинга наращивали мощность земной коры в области активного надсубдукционного магматизма [Bea et al., 1997; Ферштатер, 2001]. Породы во многих случаях подвержены процессу частичного плавления и по структурно-текстурным особенностям сходны с мигматитами. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что процесс мигматизации и обособления лейкократовых гранитоидных сегрегаций был обусловлен не наложенным процессом регионального или локального метаморфизма, а самой эволюцией богатого водой базитового расплава, в ходе которой возможна самопроизвольная мигматизация [Ферштатер и др., 1998, 2002; Selbekk et al., 2000].

Рис. 6. Распределение редких элементов в гранитах, ассоциированных с гарцбургитами Хабаровинского массива (182, 752) и лерцолиитами массива Ронда, Испания (137, 141).

Полные анализы пород приведены в табл. 1.

Превосходные примеры такой мигматизации с обособлением анортозитового расплава, родоначального для анортозит-плагιοгранитной серии Платиноносного пояса Урала, описаны нами в Черноисточинском массиве, расположенном на южной окраине г. Н. Тагил, а в Норвегии такие же анатектические анортозиты стали предметом PhD-диссертации Р. Селбекка [Selbekk, 2001]. Прямыми геологическими наблюдениями в Черноисточинском массиве было установлено, что субстратом анатектического расплава, представленного роговообманковым лейкогаббро или роговообманковым анортозитом (проба к501, табл. 3), служили роговообманковые габброиды (проба к513), а реститом – горнблендиты. В ходе фракционной кристаллизации этого расплава образовалась серия пород, которые варьируют по составу от лейкогаббро и анортозита до роговообманкового плагιοгранита.

Частичное плавление габброидов происходило в надсубдукционной зоне непосредственно вслед за их внедрением, о чем свидетельствуют близкие возраста цирконов из габброидов и продуктов их плавления (рис. 7) под воздействием водного флюида, предположительно выделявшегося из зоны субдукции. Наличие горячего протолита, находящегося в обводненной среде, обеспечило особые условия анатексиса в области стабильности роговой обманки. Плавился преимущественно плагиоклаз, в меньшей мере – роговая обманка и отсюда – специфический бескварцевый лейкократовый роговообманково-плагиоклазовый состав расплава. Условия анатексиса: температура плавления 900-1000°C,  $P_{общ} = 6-8$  кбар,  $P_{H_2O} = 0,8-0,9P_{общ}$ , степень плавления около 60% [Ферштатер и др., 1998]. Частично расплавленные исходные габброиды имеют пятнистую текстуру вследствие того, что в них сохраняются горнблендитовые реститы, кумулятивные скопления ранних фаз кристаллизации и обособления анортозитового расплава. Следствие этого – мигматитовый облик пород (рис. 8А). Отделившийся от протолита анортозитовый расплав образует жилообразные обособления с резкими и

ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПРЯЖЕННАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ

Таблица 3

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (г/т) элементов в габброидах и производных от них анатектических гранитоидах Черноисточического (1, 2), Сыростанского (3-8), Верхисетского (9, 10) и Челябинского (11, 12) массивов

№ пп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ пр.	513	501	С-33	С-36	С-40	С-31	С-57	С-41	в610	в598	ч329	ч328
SiO <sub>2</sub>	46,33	52,17	49,45	50,44	50,77	66,26	70,08	74,22	47,02	71,02	51,21	67,21
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,70	2,12	1,74	1,42	0,61	0,42	0,21	1,08	0,34	1,27	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,56	22,90	16,87	15,41	16,29	17,14	16,23	14,59	15,76	14,85	16,37	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,72	4,00	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	5,89	0,53	3,40	1,20
FeO*	7,53	2,15	9,15*	7,96*	8,38*	3,14*	1,94*	1,34*	6,46	2,15	5,10	1,93
MnO	0,22	0,10	0,14	0,13	0,14	0,05	0,03	0,03	0,22	0,04	0,15	0,05
MgO	5,00	2,10	5,26	7,82	6,08	1,80	1,01	0,44	5,02	0,99	5,97	1,83
CaO	10,59	8,37	6,83	8,76	7,63	3,73	3,29	1,24	9,59	3,94	7,19	4,41
Na <sub>2</sub> O	3,08	6,16	4,47	3,60	4,42	4,75	5,02	5,72	4,31	4,45	3,55	4,68
K <sub>2</sub> O	0,14	0,10	2,68	1,75	2,32	1,99	1,50	1,71	1,55	0,98	3,33	1,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,28	0,53	1,17	0,71	0,30	0,19	0,10	0,26	0,08	0,85	0,16
LOI	1,32	0,63	1,17	0,40	0,93	0,71	0,27	1,18	2,11	0,71	1,50	0,67
Li	1,88	2,07	22,59	18,81	23,96	12,57	9,73	4,63	18,22	8,47	24,33	9,76
Rb	0,26	0,19	57,80	28,47	44,73	33,61	35,83	20,38	36,18	31,99	93,11	72,30
Cs	0,00	0,02	1,86	1,01	1,51	0,87	0,69	0,33	2,21	1,39	3,94	0,55
Be	0,86	0,93	1,40	1,07	1,33	1,78	2,19	1,53	1,09	1,40	2,79	2,42
Sr	578,5	1250	1303	1634	1917	1238	1232	694	897,2	679,2	848,3	1425
Ba	81,1	119,1	867	675	969	1649	799	787	308,4	310,8	1115	1783
Sc	50,70	10,28	16,56	22,40	19,36	6,14	1,18	1,28	32,41	2,07	21,14	12,24
V	486,37	179,22	183,2	151,3	167,3	52,06	44,70	17,63	363,6	45,0	175,2	100,7
Cr	22,71	2,22	2,54	108,7	123,3	16,77	10,72	10,15	8,40	8,95	132,78	55,04
Co	38,34	9,91	32,66	40,68	31,87	10,13	6,67	2,10	36,05	5,13	22,91	12,09
Ni	15,30	5,94	16,54	118,3	103,2	15,73	6,00	4,66	12,12	3,69	45,41	36,50
Ga	20,10	24,00	18,41	16,88	18,46	20,90	18,79	14,48	20,83	14,24	23,15	20,22
Y	25,63	8,95	27,05	17,26	23,75	17,70	4,73	3,64	19,45	2,81	32,30	20,31
Nb	2,41	1,20	23,05	10,33	16,20	17,09	4,89	6,10	4,06	2,10	18,40	20,42
Ta	0,15	0,08	1,40	0,77	1,07	1,43	0,24	0,31	0,27	0,00	1,18	1,44
Zr	12,30	6,21	219,7	130,7	209,7	219,0	211,3	147,6	32,5	50,3	202,7	131,4
Hf	0,48	0,27	6,02	4,82	5,18	5,56	5,69	4,32	1,15	1,50	4,77	3,30
Pb	3,52	4,29	9,29	6,43	9,16	9,99	10,48	7,78	8,31	10,11	16,32	15,58
U	0,06	0,01	1,97	1,17	1,41	1,72	1,10	0,72	1,09	0,70	4,62	3,95
Th	0,15	0,03	4,03	3,31	3,66	12,50	11,38	6,03	3,05	11,55	22,15	15,58
La	6,52	3,76	43,49	39,57	62,81	72,11	76,40	26,60	25,90	34,67	96,17	63,70
Ce	17,39	9,80	91,33	79,10	131,9	129,3	116,5	49,19	53,79	66,11	191,46	145,73
Pr	2,79	1,59	11,23	9,36	16,06	12,89	9,85	5,03	7,06	5,62	21,97	17,20
Nd	13,33	7,53	44,10	36,13	60,03	42,57	28,39	16,42	29,75	17,06	82,25	62,78
Sm	3,70	1,90	8,23	5,64	9,16	6,64	2,57	2,05	6,20	2,00	13,80	9,47
Eu	1,61	0,94	2,29	1,74	2,69	1,31	0,52	0,40	1,79	0,56	3,62	2,50
Gd	4,00	1,90	6,19	4,41	6,48	4,90	1,58	1,24	4,91	1,25	9,90	6,56
Tb	0,66	0,27	0,92	0,59	0,89	0,67	0,18	0,15	0,70	0,15	1,27	0,83
Dy	4,41	1,62	5,49	3,30	4,62	3,57	0,89	0,77	3,69	0,83	6,09	4,01
Ho	0,96	0,34	0,99	0,66	0,90	0,73	0,17	0,15	0,72	0,15	1,19	0,73
Er	2,57	0,88	2,67	1,66	2,28	1,76	0,47	0,37	1,85	0,35	2,90	1,85
Tm	0,41	0,13	0,41	0,26	0,33	0,27	0,08	0,06	0,28	0,05	0,41	0,27
Yb	2,53	0,79	2,59	1,59	2,00	1,67	0,58	0,41	1,76	0,28	2,61	1,67
Lu	0,36	0,11	0,40	0,24	0,32	0,24	0,09	0,06	0,27	0,04	0,38	0,23

Примечание. 1, 2 – Hbl габбро (513) и Hbl анортозит (501), продукт частичного плавления габбро; 3-5 – Hbl габбро; 6-8 – анатектические гранитоиды; 9, 10 – дайка Hbl габбро и анатектический плагиогранит из той же дайки; 11, 12 – дайка Hbl габбро и анатектический плагиогранит из той же дайки. \*Все железо дано в форме FeO.

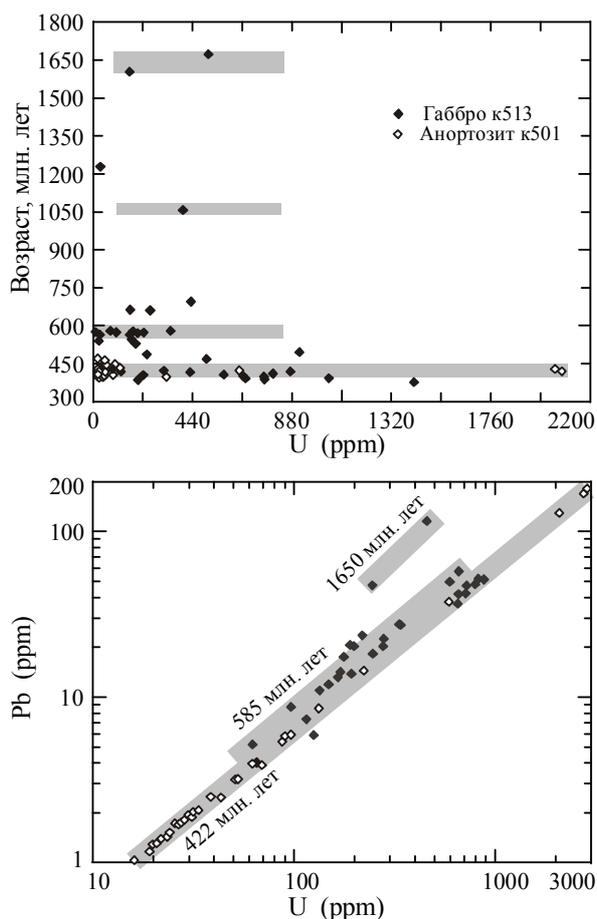


Рис. 7. Диаграммы «возраст–содержание U» и Pb–U для цирконов из габбро к513 и анортозитовой лейкосомы к501 (Черноисточинский массив Платиноносного пояса).

Использованы данные U-Pb анализа отдельных зерен циркона на NORDSIM и методом LA-ICP-MS. Пояснения в тексте.

[Эгеосинклиналильные..., 1984]. Уровень кристаллизации пород, судя по плагиоклаз-роговообманковому барометру [Ферштатер, 1990], составлял в мигматитовой зоне Черноисточинского массива около 6 кбар, а в жильной зоне Кытлымского массива – 1,5-2 кбар.

Изучение цирконов из роговообманкового габбро к513 и производного от него роговообманкового анортозита к501 – типичных представителей Черноисточинского массива Платиноносного пояса – позволило получить важную новую информацию. Цирконы из габбро характеризуются значительной возрастной, геохимической и морфологической неоднородностью, чем резко отличаются от однородных цирконов анортозита, имеющих типовой магматический облик (табл. 1, рис. 7) [Краснобаев, 1986; Краснобаев и др., 2004]. Специально отобранные по морфологическим особенностям первично магматические зерна циркона, для которых с наибольшей вероятностью можно предполагать кристаллизацию из габбрового расплава, по данным массового определения возраста методом LA-ICP-MS, показали возраст габбро  $425 \pm 12$  млн. лет; средний возраст таких зерен по данным NORDSIM (табл. 1), составляет 432 млн. лет. Цирконы из анортозита к501 представлены

распльвчатыми ограничениями (рис. 8Б). В Черноисточинском массиве обнажены нижние горизонты протяженной в вертикальном направлении магматической колонны пород анортозит-плагиогранитной серии. Самые верхние ее части представлены штокверком жил роговообманковых анортозитов и плагиогранитов в габброидах и клинопироксенитах, который детально изучен нами в Кытлымском массиве

Рис. 8. Фотографии текстуры габброидов.

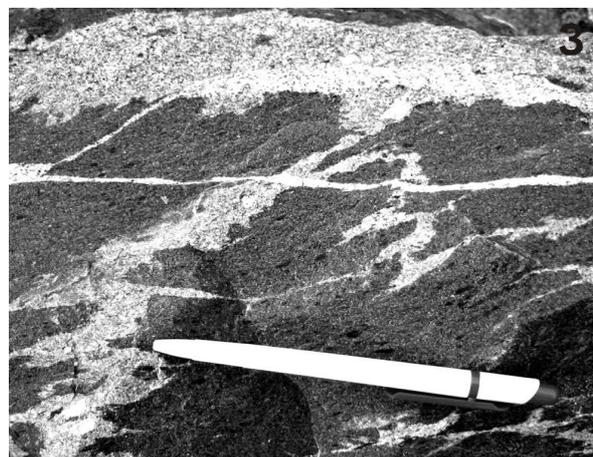
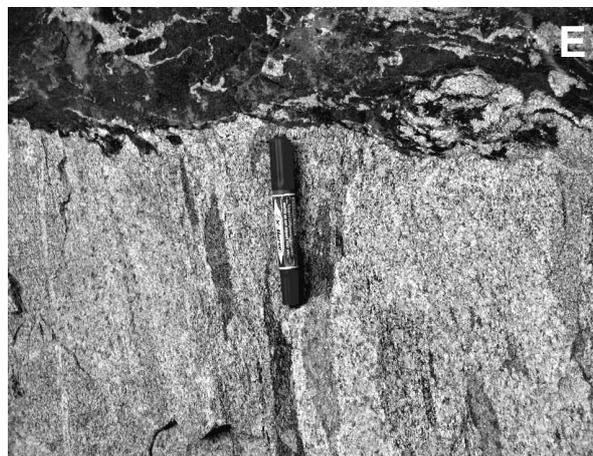
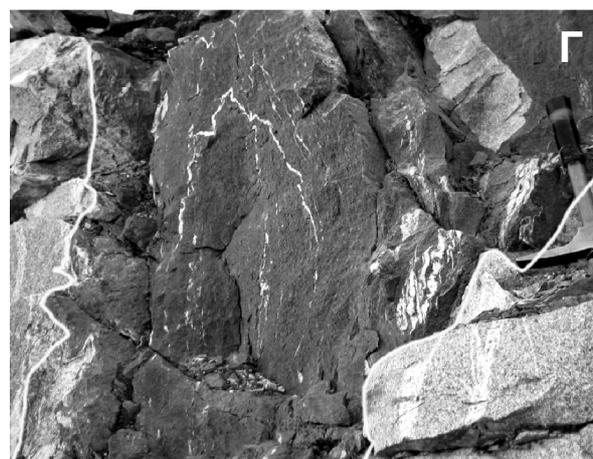
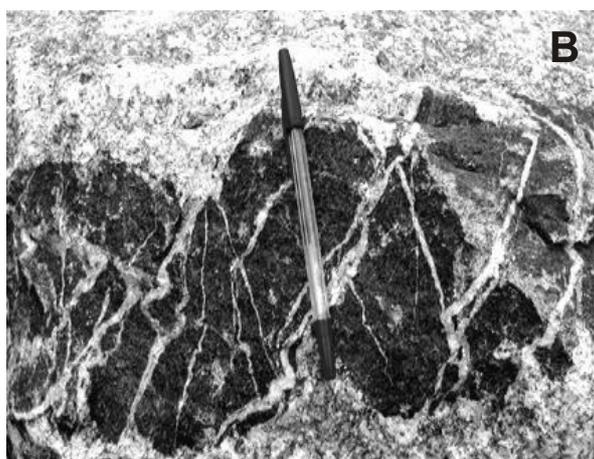
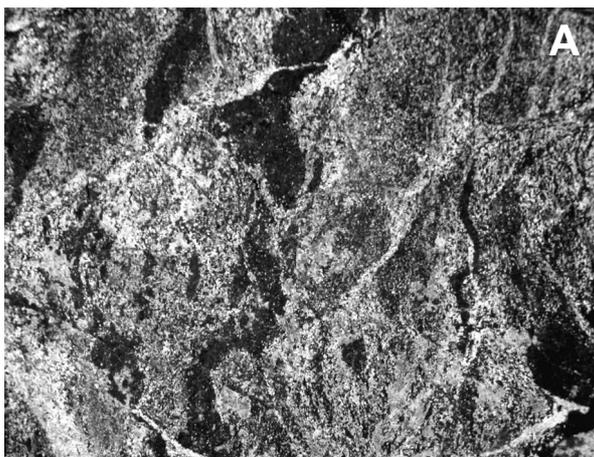
А, Б – Черноисточинский массив, северный берег пруда: А – роговообманковое габбро со следами частичного плавления, темные участки – скопления реститовой роговой обманки, светлые – обособления продуктов кристаллизации расплава; Б – жила роговообманкового анортозита.

В – Челябинский массив, Казанцевский карьер: дайка роговообманкового габбро в гранодиорите, плагиогранитные прожилки выполняют трещины отрыва, возникшие при движении вещества дайки.

Г – Верхисетский массив, карьер на берегу Исетского озера: дайка биотит-роговообманкового диорита с мигматитовыми плагиогранитоидными прожилками в тоналите главной фазы. Дайка и вмещающий тоналит не деформированы и, следовательно, складчатая структура прожилков имеет магматогенное происхождение. В правом верхнем углу фотографии в дайке виден ксенолит тоналита. Белой линией показаны контуры дайки.

Д, Е, Ж, З – Сыроостанский массив, Хребтовский карьер: Д, Е – эндоконтактные мигматитовые зоны даек мелкозернистого роговообманкового габбро в деформированных гранодиоритах; Ж, З – текстура мигматизированных даек. Обратите внимание на складчатые деформации плагиогранитной лейкосомы в габбро массивной текстуры. Направление этих деформаций не совпадает с гнейсовидностью вмещающих гранодиоритов, а это значит, что складчатость имеет магматическое происхождение и связана с движениями самой дайки.

ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПРЯЖЕННАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ



кристаллизовавшимися из расплава, превосходно образованными удлинёнными зёрнами с идеальными зонами роста, возраст которых отвечает времени образования анортозита, времени анатексиса –  $423 \pm 4$  млн. лет. Эти данные свидетельствуют о небольшом возрастном разрыве между временем формирования габбро и его мигматизацией.

Цирконы из габбро (рис. 7) образуют как минимум три возрастные популяции: 420-440 млн. лет (время формирования пород), около 600 млн. лет и 1600 млн. лет (ксеногенные цирконы, заимствованные из кристаллического фундамента). Подобная возрастная неоднородность цирконов – характерная особенность всех ультрамафитов и габброидов Платиноносного пояса и Тагильской вулканогенной зоны, обусловленная наличием допалеозойского фундамента, откуда и были заимствованы цирконы. Возрастная гомогенность циркона из роговообманкового анортозита, по-видимому, объясняется тем, что область анатексиса располагалась выше допалеозойского фундамента на глубине, отвечающей общему давлению 8 кбар, а фундамент располагался на большей глубине, возможно отвечающей P-T параметрам эклогитовой фации. Об этом, в частности, свидетельствуют составы ксеногенных гранатов из габброидов [Смирнов и др., 1988].

Обращает на себя внимание идеальная положительная корреляция Pb и U в цирконах из роговообманкового анортозита к501 (коэффициент корреляции 0,95), свидетельствующая о едином процессе цирконообразования, моногенности и одновозрастности циркона. В габбро же, где выделяются разновозрастные гетерогенные цирконы, они имеют разное U/Pb отношение в разных возрастных группах (рис. 7).

Из геологических данных следует, что источник тепла для мигматизации габброидов следует искать в самих габбро. Вмещающие их породы метаморфизованы слабо (не выше зеленосланцевой фации). Прямые доказательства самопроизвольного частичного плавления базитов получены при изучении синплутонических даек в надсубдукционных гранитоидах (Сыроостанский, Верхисетский, Челябинский массивы).

В гранодиоритах этих массивов отмечаются многочисленные дайки мелко- и тонкозернистых роговообманковых габбро и диоритов, обладающих общими характерными особенностями, главные из которых – наличие мигматитоподобных обособлений гранитоидного состава. Та-

кие гранитоиды обычно не проникают далеко во вмещающие гранодиориты, концентрируясь либо непосредственно внутри даек, либо в области их экзоконтакта (рис. 8В-З). Гранитоидные сегрегации иногда выполняют трещины отрыва внутри даек (рис. 8В). В большинстве же случаев они локализируются в виде мигматитоподобных обособлений, часто собранных в птигматитовые складки (рис. 8Г-З). Разнообразие форм гранитоидных обособлений внутри даек обусловлено различной вязкостью магмы, направлением ее движения, размером канала, т.е. физическими факторами, тогда как общие особенности их состава – сходным механизмом образования кислого расплава внутри базитовых тел, а именно – частичным плавлением самого базитового вещества в результате возрастания концентрации воды и снижения температуры солидуса.

Действительно, во всех изученных случаях составы гранитоидных сегрегаций внутри синплутонических даек отличаются от вмещающих гранитоидов пониженным содержанием калия (рис. 9).

Обычно кислые породы, ассоциированные с синплутоническими дайками, рассматриваются как продукты плавления горячих и не полностью затвердевших вмещающих гранитоидов под влиянием тепла даек [Литвиновский и др., 1991]. Нередки примеры плавления вмещающих пород и под влиянием внедрившихся крупных масс интрузивных пород [Литвиновский и др., 1992; Johannes, Holtz, 1996; Hobson et al., 1998, и др.]. К описанной выше ситуации этот механизм неприменим. Во-первых, дайки рассекают уже консолидированные породы, имеющие гнейсовидную текстуру (рис. 8 Д,Е). Во-вторых, запас тепла в маломощных дайках недостаточен для плавления [Huppert, Sparks, 1988 и ссылки в этой работе]. В-третьих, и это главное, частичное плавление пород, содержащих калишпат, каковыми являются кварцевые диориты Челябинского массива и гранодиориты Верхисетского, даёт расплавы не бедных калием плагиогранитов и трондьемитов, а нормальных гранитов, более богатых калием по сравнению с породами субстрата. Это заключение подтверждается огромным количеством экспериментальных исследований и геологических наблюдений. Не могут быть такие малокалиевые гранитоиды и дифференциатами сравнительно богатых калием базитов, обычно более богатых этим компонентом, чем кремнекислые сегрегации в них (табл. 3, рис. 9).

## ОБДУКЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ И СОПРЯЖЕННАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ

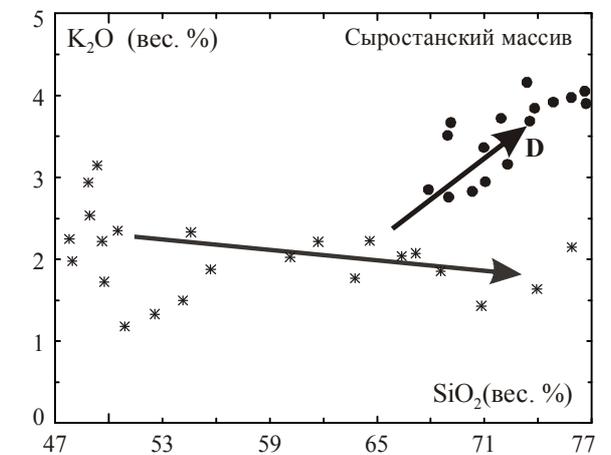
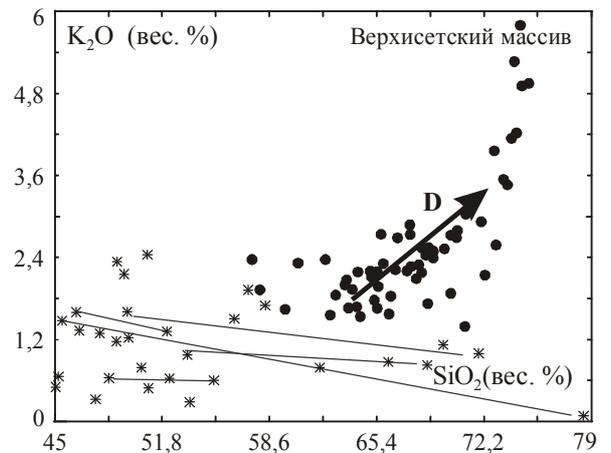
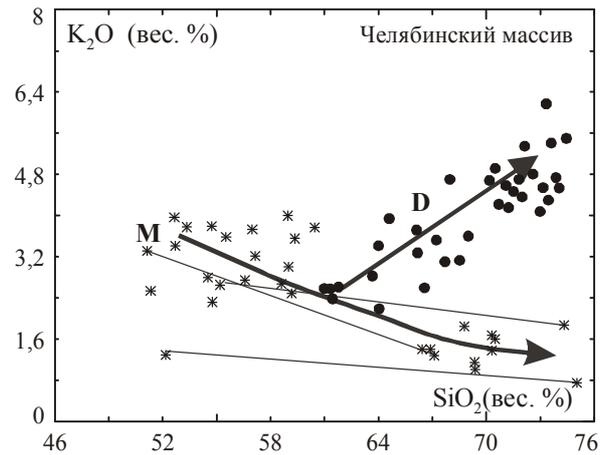
Рис. 9. Диаграммы  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  для гранитоидов (залитые кружки) и синплутонических базитовых даек и кремнекислых сегрегаций внутри них (звездочки) Челябинского, Верхисетского и Сыростанского массивов.

Линиями с индексами D и M показаны тренды фракционирования гранитоидов, слагающих массивы (D), и тренды частичного плавления вещества даек (M). Тонкими линиями соединены точки составов даек и кремнекислых сегрегаций в них.

В нашем случае единственным источником вещества кислых пород, ассоциированных с дайками, может быть только процесс преобразования (частичного плавления) вещества самой дайки, процесс, в котором не участвуют фазы, содержащие калий. Большая часть калия в амфиболовых габбро сосредоточена в биотите. Калишпата в них обычно нет. Частичное плавление таких пород в водных условиях, когда биотит стабилен, даст расплав с низким содержанием калия, что мы и наблюдаем в дайках, а также в корневых зонах многих плутонов, сложенных роговообманковыми габбро [Ферштатер и др., 2002]. Такое повторное плавление продуктов кристаллизации богатых водой расплавов в процессе их внедрения (автомигматизация) составляет яркую и типичную особенность водного базитового магматизма.

Как показывают определения давления по роговообманково-плаггиоклазовому барометру и независимые данные по составу котектик гранитных мобилизаторов, только геологически зафиксированный путь таких габброидов (от корневой зоны до магматической камеры, которую они занимают в настоящее время) в Сыростанском и Верхисетском массивах составляет не менее 15-20 км, что соответствует перепаду давлений 5-7 кбар; такие же цифры определяются и для Платиноносного пояса [Ферштатер и др., 1998, 2002]. Происходящие на этом пути трансформации выражаются в том, что породы приобретают мигматитовый облик и подвергаются деформации [Rushmer, 1995; Rutter, Neumann, 1995; Vigneresse et al., 1996]. Направление таких автономных синкинематических гнейсовидных структур обычно не совпадает с направлением гнейсовидности во вмещающих породах и с региональным планом деформаций.

Рассмотрим кристаллизацию водосодержащего базитового расплава при общем давлении около 9 кбар и давлении воды 4 кбар, от-



вечающему концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  около 4 %. Эти условия примерно соответствуют параметрам Черноисточинского и Сыростанского массивов и данным специального изучения водонасыщенности базитовых расплавов [Коваленко и др., 2000; Grove et al., 2002]. Кристаллизация начинается на базитовом ликвидусе при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  4 кбар при температуре примерно 1130°C образованием оливина и пироксена. Вследствие небольшого количества этих фаз считаем, что концентрация воды в расплаве заметно не изменится, и при достижении амфиболового ликвидуса при

водном давлении 4 кбар или немного больше и температуре 1000-900°C начинается кристаллизация амфибола, главного фемического силиката. Содержание воды в решетке амфибола (около 2 вес. %) меньше, чем в расплаве, и его выделение должно увеличивать концентрацию воды в расплаве, что сдвигает солидус плагиоклаза в более низкотемпературную область и задерживает его кристаллизацию. После кристаллизации амфибола остается около 40-45 % расплава существенно плагиоклазового состава, содержащего около 5,5 % воды, что при общем давлении в 9 кбар отвечает примерно  $P_{H_2O}$  6 кбар. На ликвидусе плагиоклаза, отвечающем водному давлению в 6 кбар, начинается кристаллизация  $An_{50}$ . После затвердевания половины этого промежуточного расплава его нормативный состав будет примерно отвечать  $An_{30}$ , а водное давление увеличится примерно до 7 кбар. При адиабатической интрузии такой гетерогенной магмы, состоящей из 75 % твердых фаз (в основном роговой обманки и плагиоклаза) и 25 % расплава, вследствие падения общего давления, плагиоклазовый ликвидус сместится в область более низких температур, и ранее образованный плагиоклаз  $An_{>30}$  станет неравновесным с расплавом и начнет растворяться в нем. Образуется вторичный расплав, отвечающий новым  $P_{общ}$ - $P_{H_2O}$  условиям. Образованные ранее водные силикаты (роговая обманка ± биотит) сохраняются, так как повышение водного давления расширяет поле устойчивости этих минералов. Создаются условия для образования наблюдаемых мигматитовых структур.

#### Амфиболит–гнейсово-мигматитовые комплексы

Рассмотренные выше миниатюрные модельные габбро-гранитоидные образования мигматитовой текстуры и по внешнему облику (текстуре) и по составу имеют сходство с крупными амфиболит-мигматитовыми комплексами, такими как Сысертско-Ильменогорский, Уфалейский и некоторые другие [Кейльман, 1974]. Такие комплексы характеризуются бимодальным составом пород. Они в основном сложены амфиболитами, составляющими более 80 % объема комплекса, и обособляющимися в виде лейкосомы гнейсами гранитного состава. Для амфиболитов ильменогорского комплекса на основании изотопного состава Sr предполагается океаническое происхождение протолита [Краснобаев,

1986], отвечающего по составу MORB. К образованию плагиогранитной лейкосомы такой толщи вполне применим рассмотренный выше механизм самопроизвольного частичного плавления в результате декомпрессии при обдукции нижнекорковых блоков в верхние горизонты коры.

Время выведения рассматриваемых комплексов (блоков) в верхние горизонты коры на Урале отвечало среднему-позднему палеозою, периоду, который характеризуется повышенной тектоно-магматической активностью. Можно предполагать высокое положение средней геотермы в рассматриваемое время и, следовательно, температуры порядка 650-700°C для амфиболитовых толщ нижней коры. Быстрое выведение таких толщ вверх должно обеспечить их частичное плавление и мигматизацию с образованием лейкосомы плагиогранитного состава [Шкодзинский, 2003]. Последующие магматические и тектонические процессы затрудняют расшифровку сложной истории формирования метаморфических комплексов в составе орогенов, но детальные исследования позволяют выявить ее существенные фрагменты [Echtler et al., 1997; Русин, 2004].

Авторы отдают себе отчет в том, что затрагивают сложнейшую петрологическую проблему, которой посвящено необозримое количество публикаций. Подробное рассмотрение высказанного предположения требует дополнительных исследований и выходит за рамки настоящей статьи.

#### Заключение

Приведенные данные позволяют заключить, что выведение в верхние горизонты земной коры мантийных и нижнекорковых блоков в результате обдукции, которая сопровождается субдукционное и коллизионное конвергентное взаимодействие плит, генерирует магматические процессы. При выведении к поверхности блоков океанической литосферы, которые фиксируются в виде офиолитовых комплексов или зон серпентинитового меланжа, в результате разрыва сплошности верхней мантии образуются расслоенные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы, постоянно сопровождающие оторванные от мантии гарцбургитовые тектониты (серпентиниты), а также рои спессартитовых даек и редкие тела обдукционных гранитов – продуктов частичного плавления материала коры при внедрении горячих мантийных блоков.

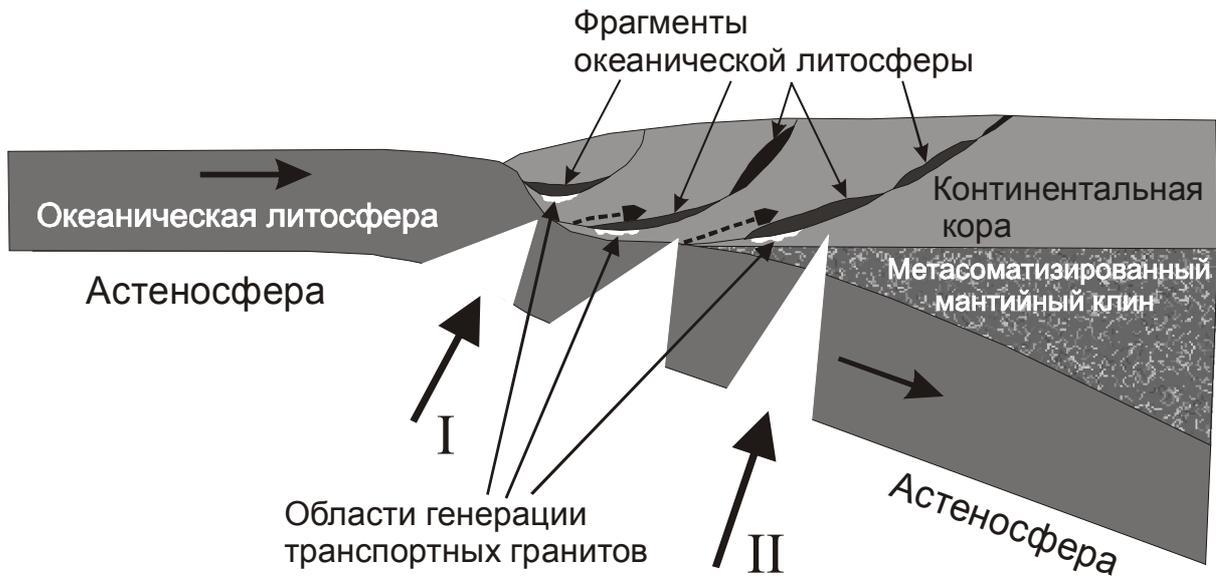


Рис. 10. Схема, иллюстрирующая тектоническую обстановку магмообразования, связанного с обдукцией.

Пояснения в тексте.

Разрывы сплошности субдуцируемой океанической литосферы могут происходить на разных этапах ее погружения и на разном удалении от глубоководного трога, что схематически показано на рис. 10. При разрыве в непосредственной близости от трога (I), в той части слэба, которая еще не захвачена процессом дегидратации гидроксилсодержащих минералов, в маловодных условиях формируются расслоенные интрузивы типа Кокпектинского массива. При разрыве более погруженных частей слэба, когда нарушение сплошности захватывает метасоматизированный мантийный клин и, возможно, нижние горизонты континентальной коры (II), расслоенные интрузивы имеют состав, сходный с Восточно-Хабарнинским или Нуралинским массивами, т.е. обогащены калием и другими литофильными элементами.

В этих же зонах разрыва формируются магмы, родоначальные для роев спессартитовых даек. Их генерация происходит на фоне остывания зоны разрыва после завершения магматизма, ответственного за образование расслоенных интрузивов, и поэтому состав магм отвечает более низкой температуре и повышенной щелочности по сравнению с магмами расслоенных интрузивов [Davies, von Blanckenburg, 1995].

Возникает вопрос о причинах постоянной связи расслоенных интрузивов и роев спессартитовых даек с мантийными тектонитами. В свете изложенных данных, по-видимому, эта

связь обусловлена тектоническими факторами, а именно общими путями движения мантийного отторженца и магматического расплава.

Области генерации обдукционных гранитов показаны на схеме (рис. 10) белым цветом в подошве мантийных аллохтонов. Предполагается, что по мере движения аллохтона в коре и его остывания возможность выплавления гранитов будет уменьшаться. В этой связи следует заметить, что все случаи нахождения обдукционных гранитов известны только в западной части Урала. Серпентиниты в восточных зонах никогда не сопровождаются такими гранитами. Наиболее простое объяснение этому факту – движение мантийных аллохтонов с запада на восток, в направлении падения зоны субдукции (рис. 10). Характерна минералогия обдукционных гранитов, ассоциированных с мантийными аллохтонами. Помимо обычных для гранитов кварца, полевого шпата (калийный полевой шпат – ортоклаз!) и слюды для них типичен парагенезис граната с турмалином, к которому часто присоединяется кордиерит. Минералогические особенности гранитов свидетельствуют о дегидратационном типе анатексиса, когда главным источником воды служат реакции разложения гидроксилсодержащих минералов, хотя иногда очевиден и привнос воды в область гранитообразования (как, например, в случае с гранитами в зонах амфиболитизации габброноритов Восточно-Хабарнинского массива).

При адиабатическом выводе к поверхности горячих нижнекоровых масс базитов, которые на Урале представлены преимущественно надсубдукционными роговообманковыми габбро или апогаббровыми амфиболитами, или интрузии богатых водой в разной мере раскристаллизованных базитовых расплавов, происходит вторичное частичное расплавление самих базитов. При этом образуется кремнекислый расплав, который локализуется в виде мигматитовых сегрегаций, формируя сложные базит-гранитоидные тела. Повышение концентрации воды в ходе кристаллизации с одновременной декомпрессией снижают температуру солидуса и приводят к частичному повторному плавлению уже закристаллизованных твердых фаз и обособлению вновь образованного расплава совместно с остаточным в виде жил и неправильной формы участков. Самопроизвольное декомпрессионное частичное плавление, возможно, является одной из причин образования амфиболит-мигматитовых комплексов, которые обособляются внутри орогенов в результате выдвигания к поверхности нижнекоровых амфиболитовых блоков.

Авторы признательны своим испанским коллегам, профессорам Университета Гранады, Ф. Беа и П. Монтеро, чья помощь в выполнении аналитических работ, участие в совместных полевых исследованиях, дискуссии способствовали появлению этой статьи.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64079), гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4210-2006.5.*

### Список литературы

- Иванов К.С. Развитие Сакмарской зоны Южного Урала в ордовике // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 428-431.
- История развития Уральского палеоокеана / Ред. Л.П. Зоненшайн. М.: Институт океанологии, 1984. 187 с.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Книппер А.Л. Офиолиты 30 лет спустя // Проблемы геодинамики литосферы / Ред. А.В. Лукьянов. М.: Наука, 1999. С. 217-226.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl, F, S) в базитовых магмах разных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 131-164.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Коробков В.Ф., Новиков И.Н., Федоров В.И. Кемпирсайская офиолитовая ассоциация // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1988. С. 56-74.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
- Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы междунауч. конф. «X чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 211-216.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алашкин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. 141 с.
- Литвиновский Б.А., Шадаев М.Г., Занвилевич А.Н. Синплутонические долеритовые дайки в гранитоидах известково-щелочной серии (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 29-37.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Ред. Г.Б. Ферштатер. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
- Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Ред. Г.Б. Ферштатер и А.П. Кривенко. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 159 с.
- Пушкарев Е.В. Петрология квазиплатформенной пироксенит-габбро-гранитной серии Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1987. 22 с.
- Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. Автореф. докт. дисс. Екатеринбург, 2004. 46 с.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 362 с.
- Смирнов В.Н., Чауухина В.А., Пушкарев Е.В., Ведерников В.В. О природе аксессуарных гранатов в породах габбро-гранитоидных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 956-959.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-342.
- Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3-17.
- Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в хо-

- де развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-85.
- Ферштатер Г.Б.* О природе силурийско-раннедевонских мафит-ультрамафитовых интрузивов, ассоциированных с офиолитами Южного Урала // Литосфера. 2004. № 4. С. 3-29.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П.* Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 1998. № 8. С. 768-781.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др.* Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. и др.* Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57-72.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Д.* Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия. 2004. № 7. С. 707-728.
- Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 238 с.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1-4. P. 103-116.
- Davies J.H., von Blanckenburg F.* Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 129. P. 85-102.
- Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Yu.L. et al.* The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229-251.
- Edwards R.L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 389-404.
- Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A. et al.* The role of an H<sub>2</sub>O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 142. P. 375-396.
- Hobson A., Bussy F., Hernandez J.* Shallow-level migmatization of gabbro in a metamorphic contact aureole, Fuerteventura basal complex, Canary Islands // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1025-1037.
- Huppert H.E. and Sparks R.S.J.* The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 599-624.
- Johannes W., Holtz F.* Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer. Berlin. 1996. 335 p.
- Kretz R.* Symbols for rock-forming minerals // Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 277-279.
- Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R.* The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Miner. Deposita. 1999. V. 34. P. 250-272.
- Nicolas A.* Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Ser. Petrol. Struct. Geol. 4. Kluwer. Dordrecht, 1989. 367 p.
- Pearce J.A.* High P/T metamorphism and granite genesis beneath ophiolite thrust sheets // Ophioliti. 1989. V. 14. P. 689-710.
- Pedersen R.B., Dunning G.R.* Evolution of arc crust and relations between contrasting sources: U-Pb (age), Nd and Sr isotope systematics of the ophiolite terrain of SW Norway. Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. P. 1-15.
- Pedersen R.B., Malpas J.* The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 36-52.
- Peters T.J., Kamber B.S.* Peraluminous, potassium-rich granitoids in the Semail ophiolite // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 188. P. 229-238.
- Rushmer T.* An experimental deformation study of partially molten amphibolites: application to low-melt fraction segregation // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B8. P. 15681-15695.
- Rutter E.H., Neumann D.H.K.* Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B8. P. 15697-15716.
- Selbekk R.S.* Petrogenesis of anorthosites and tonalites in Troms, north Norwegian Caledonides; anatexis of contrasting mafic rocks in the presence of a H<sub>2</sub>O-bearing fluid phase. Doctor scientiarum thesis. University of Tromsø. 2001. 59 p.
- Selbekk R.S., Skjerlie K.P., Pedersen R.B.* Generation of anorthositic magma by H<sub>2</sub>O-fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides // Geol. Magazine. 2000. V. 137. P. 609-621.
- Sharma M., Wasserburg G.J.* The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4537-4550.
- Vignerresse J.L., Barbey P., Cuney M.* Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 1579-1600.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.В. Ярмолюк