

РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В КЛИНОЦОИЗИТОВЫХ ГНЕЙСАХ**А.В. Корсаков, К. Тениссен*, О.А. Козьменко, Ю.И. Овчинников***Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*** Отдел геологии и минералогии, Королевский музей Центральной Африки, В-3080, Тервюрен, Бельгия*

В ультравысокбарическом метаморфическом (УНРМ) Кокчетавском массиве (Северный Казахстан) алмазодержащие клиноцоизитовые гнейсы западной части участка Барчиколь демонстрируют три типа специфических реакционных структур с участием расплавов: кианит + силикатно-карбонатный расплав = клиноцоизит-кварцевый симплектит + CO_2 ; рутил + силикатно-карбонатный расплав = титанит + CO_2 ; силикатно-карбонатный расплав = кальцит + кварц + графит. В последних экспериментальных работах, показывающих взаимодействие расплава с карбонатами в УНР условиях, была получена клиноцоизитсодержащая порода на контакте между метакarbonатами и метапелитами. Эти результаты согласуются с нашими петрографическими наблюдениями, подтверждающими образование силикатно-карбонатных расплавов в УНРМ условиях. Поскольку в присутствии карбоната увеличивается парциальное плавление пелитового субстрата, богатая карбонатами западная часть Кокчетавского массива подверглась более интенсивному разуплотнению. Плавление в УНРМ условиях привело к реологическому разуплотнению и тем самым повлияло на эксгумацию УНРМ пород Кокчетавского массива.

*Клиноцоизитовый гнейс, плавление, реакционные структуры, Кокчетав, Казахстан.***REACTION TEXTURES IN CLINOZOISITE GNEISSES****A.V. Korsakov, K. Theunissen, O.A. Koz'menko, and Yu.I. Ovchinnikov**

In the ultrahigh-pressure metamorphic (UHPM) Kokchetav massif (northern Kazakhstan), diamond-bearing clinozoisite gneisses of the western Barchikol area display three particular types of reaction textures involving melts: (1) kyanite + silicate-carbonaceous melt = clinozoisite-quartz symplectite + CO_2 ; (2) rutile + silicate-carbonaceous melt = titanite + CO_2 ; (3) silicate-carbonaceous melt = calcite + quartz + graphite. Recent experimental work provided constraining evidence on melt-carbonate interaction under UHP conditions and produced a clinozoisite-bearing rock at the interface between metacarbonates and metapelites. These results corroborate well with our petrographic observations illustrating silicate-carbonaceous melt formation under UHPM conditions. Since the amount of partial melts in pelitic material increases when carbonate is available, the carbonate-rich western part of the Kokchetav massif has endured a more extensive weakening. The melting under UHPM conditions induced rheological weakening and thus influenced the exhumation evolution of the UHPM Kokchetav massif.

*Clinozoisite gneiss, melting, reaction textures, Kokchetav, Kazakhstan***ВВЕДЕНИЕ**

Расплавы пелитового и карбонатного составов соответственно могут образовываться в результате субдукции пелитовых и карбонатных коровых пород на мантийные глубины. Идентификация расплавов является очень важным моментом, поскольку их присутствие влияет на реологию и, следовательно, на механизмы эксгумации этих УНРМ пород. Наиболее обычным доказательством существования частичного плавления в пелитовых метаморфических породах является обилие лейкосом, а их отсутствие в метапелитах указывает на то, что весь расплав был удален из системы вдоль межзерновых границ, или что после закрытия сети каналов оставшийся расплав был рассеян в основной массе и кристаллизовался в виде нарастаний на минералах матрикса, или повторно реагировал с остаточными минералами [1]. Это особенно характерно для карбонатных расплавов, имеющих более высокую реакционную способность и более низкую вязкость, чем силикатные расплавы [2].

По сравнению с силикатными породами, распознавание карбонатного расплава в масштабе зерен является более сложной проблемой, особенно для УНРМ пород, которые подверглись почти изотермической декомпрессии [3, 4]. Для карбонатных пород не известны структурные признаки существования расплавов, поэтому структуры, возникающие при быстром закаливании в экспериментах по частичному плавлению силикатов, использовались как отправная точка в принятии решения о том, какие структуры, обнаруженные в исследуемых УНРМ породах, могут указывать на присутствие парциального расплава. Эксперименты по плавлению показали, что капли расплава имеют округлые или остроконечные края и что они приобретают угловатые или блоковые очертания, когда происходит кристаллизация [1].

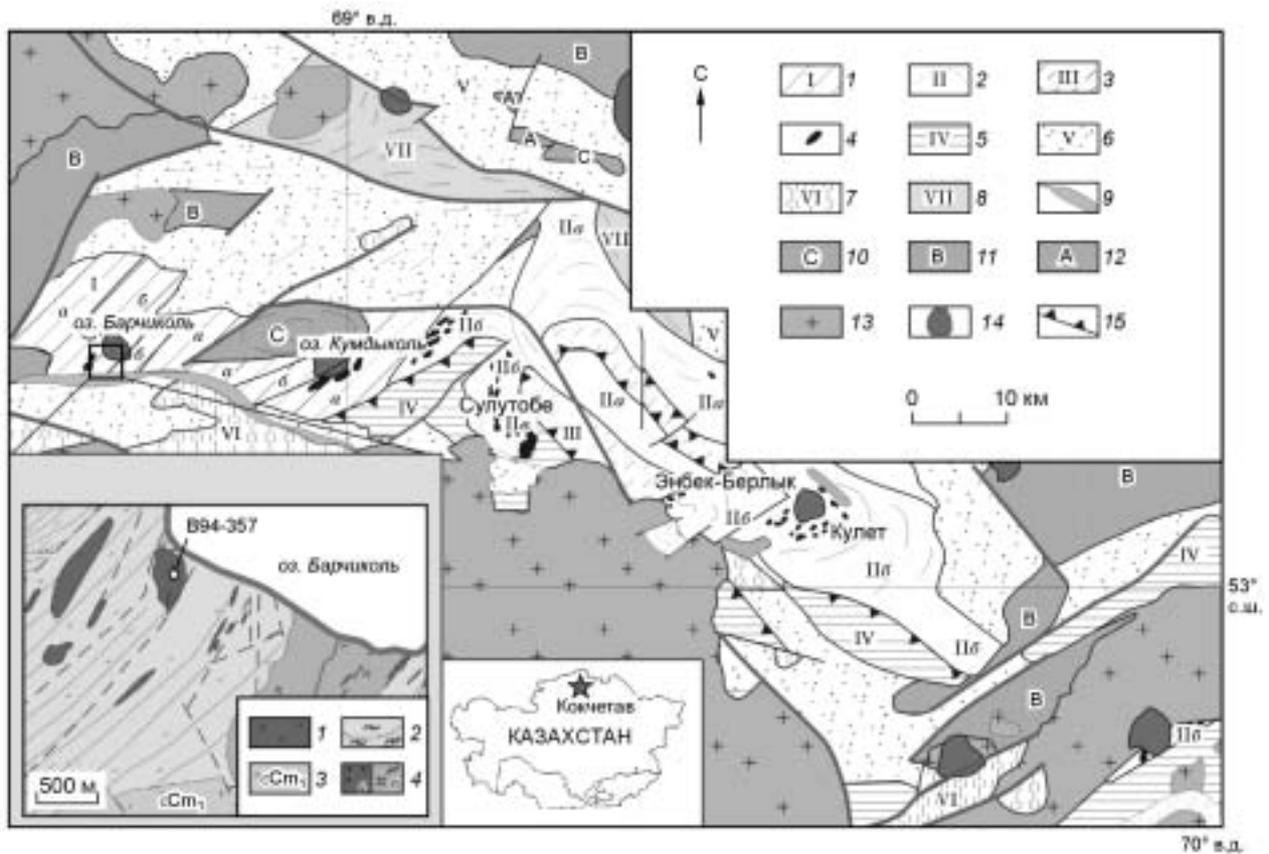


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема Кокчетавского массива, по [17]. На врезке — геология участка Барчиколь (составлена по данным бурения, проведенного А.А. Заячковским).

Зерендинская серия (I—IV — отдельные блоки в мегамеланже): 1 — гранат-биотитовые гнейсы + эклогиты (алмазоносные): *a* — ортогнейсы + эклогиты, *б* — карбонатсодержащие осадки; 2 — тектонический меланж: *a* — ортогнейсы, бластомилониты, *б* — слюдистые сланцы, эклогиты, *в* — крупные тела эклогитов; 3 — высокоглиноземистые сланцы; 4 — будины эклогитов в блоках I, II и друзиты в блоке III; 5 — даулетская свита, низкобарические породы с кордиеритом и андалузитом. *Доордовикские породы*: 6 — рифейско-вендские отложения, кварциты, черные сланцы, мраморы + доломиты, метавулканыты, 7 — рифейско-вендские и некоторые раннекембрийские островодужные вулканыты, метабатыты, возможно, с кросситом, 8 — предвендские гнейсы фундамента и протолиты зерендинской серии, 9 — карбонаты и щелочные ультраосновные породы в зонах разломов. *Постметаморфические серии*: 10 — силурийско-девонские и более молодые вулканыты и осадки, 11 — ордовикские островодужные комплексы, 12 — ордовикские бимодальные вулканыты, 13 — постметаморфические коллизионные интрузивы: граниты и базиты, 14 — озера; 15 — надвиги. На врезке — геологическая схема участка Барчиколь: 1 — эклогиты, 2 — гнейсы и сланцы, 3 — карбонатиты, гипербатыты, 4 — гранитоиды (*a*), ортогнейсы (*б*).

Доказательства существования карбонатных расплавов достоверно установлены лишь в ксенолитах мантийных пород [5—8]. Температуры до 1000 °С и давления свыше 6 ГПа, сопоставимые с *P-T*-условиями пород верхней мантии, были недавно определены для алмазосодержащих коровых пород участка Кумдыколь на западе Кокчетавского массива [9, 10]. С другой стороны, несмотря на большое количество карбонатов в УНРМ породах карбонатные расплавы в них до сих пор не отмечались. Недавние экспериментальные исследования пород с типичным коровым распределением РЗЭ с участка Кумдыколь [11] показали, что алмаз в карбонат-пироксеновых породах кристаллизовался из силикатно-карбонатного расплава [12, 13]. Присутствие карбонатного расплава в метаморфических породах может оказывать каталитическое влияние на протекание реакций, приводя к перекристаллизации графита и образованию алмазосодержащих ассоциаций.

Цель данной работы — дать петрографическое описание реакционных структур, возникающих при взаимодействии карбонатных расплавов с пелитовыми породами в УНРМ условиях на примере Кокчетавского массива. Сохранение таких межзерновых реакций является дополнительным доказательством ограниченной циркуляции флюида. Более того, присутствие расплава приводит к реологическим неоднородностям, следствием чего может явиться гетерогенное поле конечных напряжений при эксгумации УНРМ комплексов [14, 15]. Ввиду того, что карбонатсодержащие породы встречаются только в западной части Кокчетавского массива и поскольку карбонаты могут оказывать большое влияние на степень

парциального плавления вмещающих пород, механизмы эксгумации для восточной и западной частей Кокчетавского массива были различные, как уже предполагалось ранее [16].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Кокчетавский массив расположен в пределах каледонского Центрально-Азиатского складчатого пояса в Казахстане [17]. Он состоит из различных тектоноструктурных единиц — блоков (рис. 1, блоки I и II), объединенных в мегамеланж. Это блок Кумдыколь (I) на западе и блок Кулет (II) на востоке, разделенные зоной главного разлома и показывающие многочисленные свидетельства УНР метаморфизма [17]. Однако только породы Кумдыкольского блока содержат метаморфические алмазы и коэсит, тогда как в породах Кулетского блока присутствует лишь коэсит. Различия между двумя ультравысокобарическими блоками явно выражены и объясняются значительными петротектоническими отличиями этих участков [18]. Отсюда следует, что процессы и механизмы эксгумации, по-видимому, также были различными. В отличие от обычной модели выдавливания УНР пород [19] для участка Кумдыколь было предположено, что частичное плавление являлось специфическим механизмом для раннего этапа выведения алмазосодержащих пород к поверхности [16].

Алмазосодержащие породы УНР блока Кумдыколь были обнаружены при бурении на участке Барчиколь [20—23] и на месторождении Кумдыколь [24—29] (см. рис. 1). Все разрезы этого блока выявляют круто погружающуюся на ЮВ структуру. Они включают в себя гранат-биотитовые гнейсы, чередующиеся с различными силикат-карбонатными метаосадочными породами (являющимися главными концентраторами алмазов), среди которых встречаются будины неалмазоносных эклогитов, а также граниты и мигматиты.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УНР КЛИНОЦОИЗИТОВЫХ ГНЕЙСОВ

Рассматриваемые здесь реакционные структуры клиноцоизитовых гнейсов (рис. 2) не были описаны в предыдущих работах, посвященных некоторым петрологическим аспектам УНР пород участка Барчиколь [20, 21, 23, 30]. Эти гнейсы сложены Grt^* , Cpx , Czo , Bt , Kfs , Cal , Qtz , $\pm Dia$, $\pm Coe$, $\pm Ky$, $\pm Phe$, $\pm Pl$, $\pm Chl$ и, очевидно, представлены неравновесной ассоциацией, являющейся результатом различных метаморфических событий. Обычные акцессорные минералы — Tur , Ttn , Ap , Zrn , Rt , Gr , Dia , сульфиды (Pu , Spr и Po). Сланцеватость гнейсов определяется ориентацией чешуек биотита и, в меньшей степени, порфиробластами клиноцоизита.

Порфиробласты граната диаметром 0,1—2,0 мм представлены субидiomорфными, округлыми зернами. Они составляют 20—40 об.% породы. Все гранаты содержат обильные включения различных минералов, имеющие разные размеры. Включения не показывают какого-либо закономерного распределения ни в отношении размеров, ни в отношении минерального вида. Минералы включений (в порядке уменьшения их распространенности): Dia , Gr , Coe , Qtz , Cal , Rt , Phe , Phl , Zrn , Ap , Chl и сульфиды (Po , Spr). Часто встречаются сложные агрегаты $Qtz-Gr/Dia$ + сульфиды- Cal размером 100 мкм, включенные в гранат. Морфологические характеристики и распределение Qtz , Gr , Cal и сульфидов в этих сложных агрегатах будут детально описаны ниже. Графит встречается в виде мелких (10—20 мкм) субидiomорфных включений в гранате, иногда внутри кварцевых включений в гранате.

Клиноцоизит образует бесцветные зерна длиной до 1,5 мм и слагает до 45 об.% породы. В виде включений в нем встречаются Qtz , Cal , Bt , Coe/Qtz , Dia , Gr и Zrn , иногда мелкие порфиробласты Grt .

Фенгит часто сохраняется в виде включений (размером до 50 мкм) в Grt , Zrn , Ttn и обычно отсутствует в матриксе, вследствие замещения биотитом. Пластинки биотита достигают 1—2 мм в длину и составляют до 20—30 об.% породы. Обычно они имеют равновесные взаимоотношения с Kfs и Qtz , но не с краевыми частями гранатов.

Чередуюсь с $Bt-Ksp-Qtz$ прослоями, порфиробласты клинопироксена (до 1,5 мм в длину) обычно образуют линзы или $Grt-Cpx$ слои, обогащенные Dia , Gr и сульфидами. Клинопироксены содержат большое количество твердофазных (Cal) и флюидных включений, реже встречаются Qtz и Gr .

Порфиробласты кианита нерегулярно распределены по всей породе и слагают менее 5 об.% цоизитовых гнейсов. Графит и алмаз являются наиболее частыми включениями в кианите, из числа других минералов иногда присутствуют гранат и кварц.

В деформированном $Bt-Kfs-Qtz$ матриксе этих пород кварц иногда показывает сравнительно прямые границы субзерен. По соседству с границами субиндивидов кварц содержит многочисленные микронные включения флюида.

* Обозначения минералов даны по работе Kletz R. Symbols of rock-forming minerals // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 277—279.

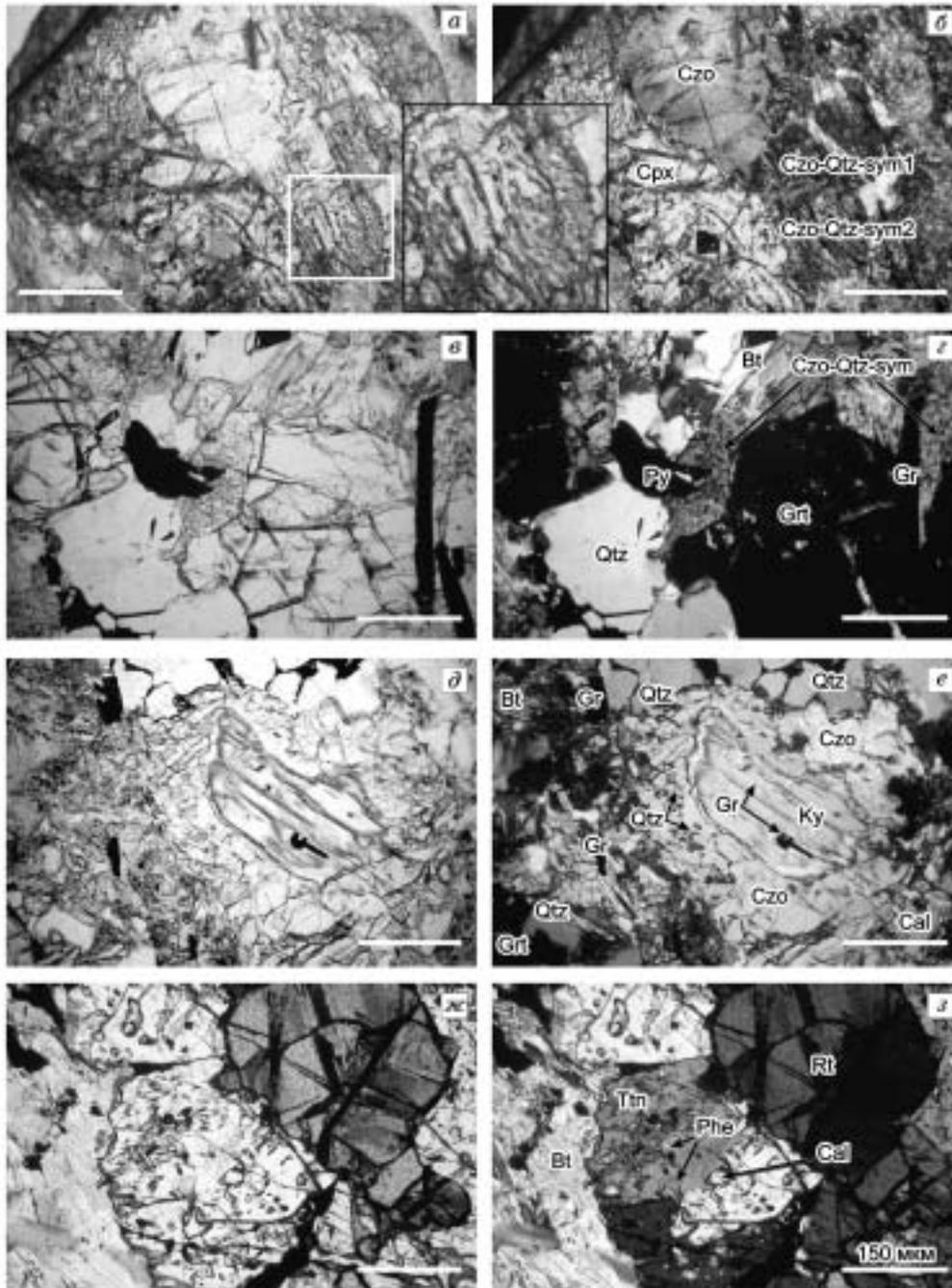


Рис. 2. Микрофотографии реакционных структур в клиноцитовом гнейсе (на всех снимках масштаб 150 мкм. Слева — плоскополяризованный свет, справа — поперечная поляризация).

a, б — зональная структура, состоящая из клиноцитового (Czo) ядра, грубозернистого клиноцит-кварцевого симплектита (Czo-Qtz-sym1) и внешней каемки из тонкозернистого клиноцит-кварцевого симплектита (Czo-Qtz-sym2); *в, г* — тонкозернистый клиноцит-кварцевый симплектит (Czo-Qtz-sym), показывающий резкие прямые границы с гранатом (Grt); *д, е* — кианит (Ky) с включениями графита (Gr) как остаточная фаза в ядре, окруженном каймой, состоящей из клиноцит (Czo)-кварцевого (Qtz) симплектита (Bt = биотит, Cal = кальцит); *ж, з* — рутил (Rt), окруженный пойкилобластовым титанитом (Ttn) с многочисленными включениями кальцита (Cal) и фенгита (Phe), которые отсутствуют в рутиле.

Образец В94-357 отличается от обычных гнейсов по содержанию в нем карбонатных прожилков, наличием трех различных типов реакционных структур, а также отсутствием каких-либо признаков сланцеватости. В шлифах неравномерно встречаются три различных минеральных ассоциации: клиноцит-кварцевый симплектит ± кианит; рутил с пойкилобластическим титанитом; кальцит + кварц + графит + сульфиды.

Эти три ассоциации описываются ниже как реакционные структуры.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РЕАКЦИОННЫХ СТРУКТУР

Клиноцоизит-кварцевый симплектит—кианит. В большинстве клиноцоизитовых гнейсов клиноцоизит-кварцевые симплектиты встречаются в виде агрегатов до 1 мм в диаметре, в которых размер зерен кварца сильно варьирует, даже в пределах одного шлифа. Некоторые агрегаты показывают следующую зональность: монокристалл клиноцоизита (см. рис. 2, *а, б*) в центре, окруженный сначала грубозернистым кварц-клиноцоизитовым симплектитом (обозначенным как симплектит-1, см. рис. 2, *б*), а затем внешним тонкозернистым кварц-клиноцоизитовым симплектитом (обозначенным как симплектит-2, см. рис. 2, *б*). Никаких реакционных структур не развивается на границах между этими тремя зонами и клинопироксеном. Контакты между клиноцоизит-кварцевыми симплектитом и порфиробластами граната резкие и прямые (см. рис. 2, *в, г*), свидетельствующие об отсутствии взаимодействия между этими минералами. Клиноцоизит-кварцевые симплектиты не обнаружены в виде включений в цирконе и гранате. Однако алмаз, графит, биотит, кальцит и циркон встречаются во внутренних частях симплектитов.

В то время как клиноцоизит-кварцевые симплектиты распространены в большинстве клиноцоизитовых гнейсов, кианит обычно отсутствует. Тесная ассоциация клиноцоизит-кварцевого симплектита и кианита была установлена только в обр. В94-357, в котором резорбированные зерна кианита различных размеров окружены оболочкой клиноцоизит-кварцевого симплектита (см. рис. 2, *д, е*). Никаких реакционных структур между симплектитом и минералами матрикса (кварцем, кальцитом, биотитом и хлоритом) не наблюдается.

Рутил в титаните. Рутил и титанит являются обычными акцессорными минералами УНРМ пород, в которых они встречаются в виде включений в Grt, Crx и Zrn, а также в основной массе. Обычно рутил и титанит не содержат включений, и реакционные структуры между этими минералами не наблюдаются. Однако в обр. В94-357 титанит развивается в виде пойкилобластовых агрегатов (см. рис. 2, *ж, з*) с обильными включениями субмикроскопических фенгита, кальцита и апатита. В их центральных частях, в отличие от других включений, спорадически сохранены большие фрагменты рутила (см. рис. 2, *ж, з*).

Кварц—графит—сульфиды—кальцит. Неравномерно распределенные кварц, графит, сульфиды (пирит, пирротин и халькопирит) и кальцит являются весьма обычными минералами многих УНРМ пород Кокчетавского массива. Однако в обр. В94-357 эти минералы сгруппированы в необычные агрегаты овальной формы (до 200 мкм) со слабо заметной зональной структурой: внешняя кайма состоит из грубозернистого поликристаллического кварца, существует промежуточная зона из графита и сульфидов, а центральная часть представлена кальцитом (рис. 3, *а—и*). Границы между кальцитом (центр) и графитом + сульфиды (оболочка) могут быть более (см. рис. 3, *а—е*) или менее (см. рис. 3, *ж, з*) зубчатыми. В первом случае оболочка сложена взаимопрорастаниями сульфидов с тонкими чешуйками графита; при этом оба минерала могут проникать в кальцит, образуя неровную границу центр—оболочка (см. рис. 3, *а—е*). Во втором случае и графит, и сульфиды образуют более крупные субидiomорфные зерна (см. рис. 3, *ж—и*). На поверхности графит—кальцит идиоморфные кристаллы графита (до 20 мкм) глубоко проникают в зерна кальцита. В центральной части некоторых зерен кальцита идентифицируются тонкие ламеллы сульфидов. Взаимопрорастания графита, сульфидов и агрегатов поликристаллического кварца также встречаются в виде округлых включений в порфиробластах граната (см. рис. 3, *к, л*). Многофазные алмаз-содержащие сульфид-карбонат-кварцевые включения (см. рис. 3, *м*) в УНРМ гранатах были обнаружены впервые в породах Кокчетавского массива. Тонкозернистые сульфиды встречаются спорадически и незакономерно рассеяны в матриксе обр. В94-357. Поскольку сульфиды, по-видимому, являются частью реакционных структур (см. рис. 3, *и*), особое внимание было уделено их химическому составу, формам нахождения и распределению в этой породе. Участками сульфидные минералы могут встречаться в виде прожилков, или каемок (Co-Ni-содержащий пирит + халькопирит + моносulfидный твердый раствор ± графит) на границах между кальцитом и зернами кварца.

Пирит и халькопирит приурочены главным образом к случайно ориентированным кварц-карбонатным прожилкам, но изолированные поздние прожилки пирита (до 20 мкм) диагностированы в гранатовых порфиробластах и зернах циркона. Пирротин и халькопирит образуют округлые и каплевидные включения в кальците, а также каемки вокруг кальцита в третьем типе реакционных структур. Хотя ассоциация пирит—халькопирит широко распространена в матриксе, пирит никогда не отмечается в виде включений в гранате.

ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ

Химические анализы минералов были выполнены в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии (г. Новосибирск) на электронном микрозонде Camebax с параметрами съемки: 20 кВ, 20 нА и 20 кВ, 10 нА. Представительные анализы минералов включений и матрикса приведены в табл. 1 и 2.

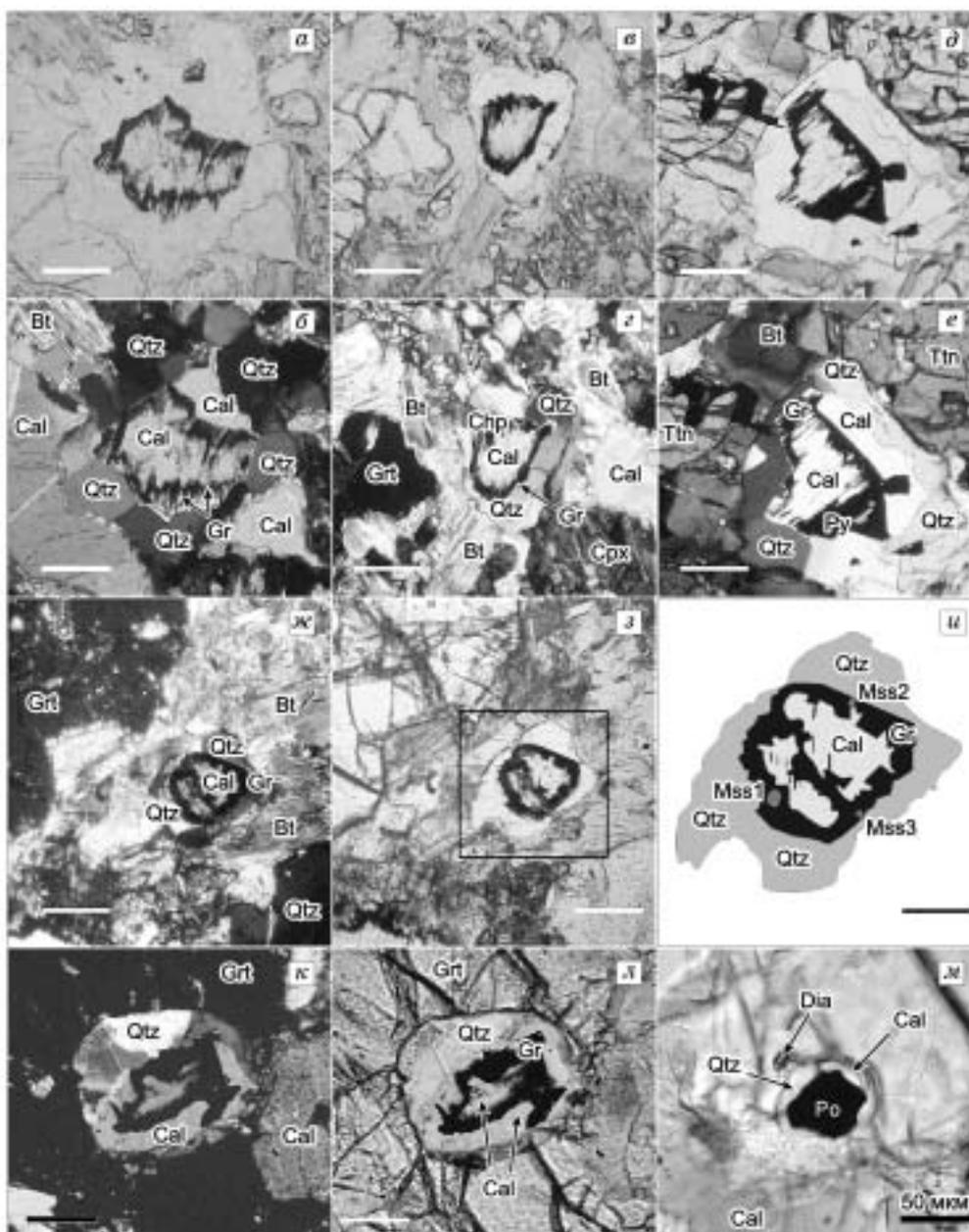


Рис. 3. Микрофотографии реакционных структур в клиноцоизитовом гнейсе (а, в, д, з, л, м — плоско-поляризованный свет, б, з, е, ж, к — скрещенные николи).

а—е — отчетливо зональный почти овальной формы агрегат кварц(Qtz)—графит(Gr)—сульфид—кальцит(Cal) с неправильными (зазубренными) границами между кальцитом и графитом; ж—и — агрегаты кварц(Qtz)—графит(Gr)—кальцит(Cal)-твердый раствор моносульфида(Mss) (анализы, обозначенные Mss1, Mss2 и Mss3, даны в табл. 2), тонкие ламеллы сульфидов и субидиоморфного графита прорастают глубоко внутрь кальцитового зерна; к, л — включение кварц-графит-кальцитового агрегата в гранате; м — включение алмаза, ассоциированного с полифазным кварц-пирротин(Po)-кальцитом в гранате.

Гранат. Гранаты слабо зональны и имеют состав: Alm_{26-29} , Prp_{25-27} , Grs_{45-47} с небольшими количествами спессартинового компонента (см. табл. 1). Общее содержание Fe в гранате рассчитывалось как Fe^{2+} .

Пироксен. Клинопироксен матрикса, ассоциирующий с гранатом, представлен слабо зональным диопсидом с варьирующими содержаниями $CaAl_2SiO_6$. В отличие от Crx матрикса, богатые Jd омфациты с $Ca_{0.5}AlSi_2O_6$ до 17 мол.% были идентифицированы во включениях в цирконе [21].

Белые слюды. Большинство крупных пластинок белых слюд полностью замещены хлоритом; обнаруживаются только небольшие реликты. Включения фенгита в титаните (см. рис. 2, ж, з) и порфири-

Таблица 1.

Химический состав минералов из клиноцитозитового гнейса (обр. В94-357)

| Компонент | Минерал | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| | Ttn | Ttn | Ttn | Rt | Rt | Rt | Czo | Czo | Czo | Ky | Ky | Ky |
| | 1C | 1M | 1R | 1R | 1M | 1C | 1C | 1M | 1R | 1R | 1M | 1C |
| SiO ₂ , мас. % | 30,6 | 30,9 | 30,7 | 0,04 | 0,00 | 0,03 | 40,4 | 40,3 | 39,9 | 38,1 | 38,0 | 38,2 |
| TiO ₂ | 35,5 | 34,7 | 35,4 | 100,1 | 100,5 | 100,3 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,06 | 0,08 | 0,09 |
| Al ₂ O ₃ | 3,83 | 4,38 | 3,54 | 0,30 | 0,21 | 0,18 | 33,2 | 32,9 | 32,7 | 61,9 | 62,1 | 62,1 |
| FeO | 0,20 | 0,18 | 0,31 | 0,27 | 0,35 | 0,43 | 0,98 | 1,22 | 1,25 | 0,34 | 0,25 | 0,28 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,10 | 0,04 | 0,05 |
| CaO | 28,1 | 28,6 | 28,4 | 0,39 | 0,00 | 0,00 | 24,9 | 24,8 | 24,8 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Na ₂ O | 0,06 | 0,03 | 0,06 | 0,11 | 0,09 | 0,09 | 0,01 | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 98,37 | 98,79 | 98,43 | 101,2 | 101,2 | 101,1 | 99,65 | 99,38 | 98,74 | 100,53 | 100,51 | 100,72 |
| Si, ф.ед. | 1,01 | 1,01 | 1,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 3,02 | 3,02 | 3,01 | 1,02 | 1,02 | 1,02 |
| Ti | 0,88 | 0,85 | 0,88 | 0,99 | 1,00 | 0,99 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,15 | 0,17 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,93 | 2,91 | 2,92 | 1,96 | 1,97 | 1,96 |
| Fe | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,08 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,99 | 1,01 | 1,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 1,99 | 1,99 | 2,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

| Компонент | Минерал | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| | Czo | Czo | Czo | Grt | Grt | Grt | Kfs | Ab | Bt | Bt | Phe | Cpx |
| | 2C | 2M | 2R | 1R | 1M | 1C | | | 2 | 3 | | |
| SiO ₂ , мас. % | 39,5 | 39,6 | 39,3 | 39,3 | 39,5 | 39,3 | 64,6 | 69,0 | 38,0 | 37,5 | 46,0 | 52,4 |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,13 | 0,10 | 0,11 | 0,00 | 0,03 | 1,71 | 1,13 | 0,17 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 32,3 | 32,2 | 32,0 | 21,6 | 21,7 | 21,7 | 17,6 | 19,8 | 16,1 | 16,6 | 23,8 | 8,30 |
| FeO | 1,25 | 1,23 | 1,42 | 13,2 | 13,2 | 13,3 | 0,19 | 0,06 | 11,5 | 11,6 | 5,32 | 2,30 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,38 | 0,41 | 0,35 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,08 | 0,03 | 0,13 |
| MgO | 0,06 | 0,08 | 0,20 | 7,15 | 7,15 | 7,21 | 0,00 | 0,00 | 17,2 | 18,8 | 8,05 | 12,9 |
| CaO | 24,2 | 24,1 | 23,9 | 17,7 | 17,8 | 17,1 | 0,02 | 0,23 | 0,01 | 0,02 | 0,15 | 21,5 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,09 | 0,59 | 11,6 | 0,25 | 0,06 | 0,04 | 1,55 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 16,32 | 0,07 | 9,21 | 9,87 | 9,62 | 0,01 |
| Сумма | 97,32 | 97,28 | 96,92 | 99,50 | 99,90 | 99,14 | 99,32 | 100,82 | 94,00 | 95,65 | 93,18 | 99,08 |
| Si, ф.ед. | 3,02 | 3,03 | 3,02 | 2,99 | 2,99 | 2,99 | 3,11 | 3,08 | 2,87 | 2,81 | 3,29 | 1,90 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,06 | 0,01 | 0,00 |
| Al | 2,91 | 2,91 | 2,90 | 1,93 | 1,94 | 1,94 | 1,00 | 1,04 | 1,44 | 1,46 | 2,00 | 0,36 |
| Fe | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,84 | 0,83 | 0,84 | 0,01 | 0,00 | 0,73 | 0,73 | 0,32 | 0,07 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,81 | 0,81 | 0,82 | 0,00 | 0,00 | 1,94 | 2,10 | 0,86 | 0,70 |
| Ca | 1,99 | 1,98 | 1,97 | 1,44 | 1,44 | 1,40 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,84 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 1,01 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,11 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,00 | 0,00 | 0,89 | 0,94 | 0,88 | 0,00 |

| Компонент | Матрикс | | | | Реакционные структуры | | |
|--------------------------------|---------|------|------|------|-----------------------|------|------|
| | Cal | Cal | Cal | Cal | Cal | Cal | Cal |
| | 1 | 2 | 3 | 1* | R1 | R2 | R3 |
| SiO ₂ , мас. % | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,04 | 0,00 | 0,02 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 1,17 | 1,01 | 0,03 | 0,40 | 1,61 | 2,60 | 1,43 |

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 1* | R1 | R2 | R3 |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MnO | 0,22 | 0,25 | 0,24 | 0,14 | 1,31 | 2,00 | 1,23 |
| MgO | 1,54 | 1,00 | 0,41 | 0,09 | 0,55 | 0,91 | 0,30 |
| CaO | 56,9 | 59,4 | 60,9 | 58,7 | 59,4 | 57,8 | 55,2 |
| Na ₂ O | 0,07 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,02 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Сумма | 59,95 | 61,70 | 61,56 | 59,50 | 62,92 | 63,35 | 58,24 |
| Si, ф.ед. | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,02 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,02 |
| Mg | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| Ca | 0,95 | 0,96 | 0,99 | 0,99 | 0,95 | 0,92 | 0,96 |
| Na | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

Примечание. Количество кислорода: Grt — 12; Crx — 6; Czo — 12,5; Tr — 2; Rt — 5; Ab и Kfs — 8; Bt и Phe — 11; Cal — 1 [CO₃]; C, M, R — центр, оболочка и край соответственно.

* Включение кальцита в гранате с Ccp-1, Po-1 и Po-2.

Таблица 2. Химический состав сульфидов из клиноцоизитового гнейса (обр. В94-357), мас. %

| Элемент | Включения в гранате | | | | Реакционные структуры | | | | | |
|---------|---------------------|-------|-------|-------|-----------------------|------|------|------|------|------|
| | Ccp-1* | Po-1* | Po-2 | Po-3 | Ccp | Po | Mss | | | |
| Fe | 30,9 | 61,4 | 59,4 | 59,3 | 30,7 | 45,8 | 3,02 | 3,11 | 3,15 | 21,4 |
| Co | 0,02 | 0,29 | 0,35 | 0,21 | 0,03 | 0,35 | 30,9 | 32,0 | 32,3 | 6,05 |
| Ni | 0,04 | 0,34 | 0,66 | 0,91 | 0,01 | 1,80 | 21,4 | 22,0 | 22,0 | 28,1 |
| Cu | 34,5 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 34,1 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| S | 34,8 | 40,6 | 40,0 | 39,5 | 35,2 | 50,6 | 40,2 | 41,1 | 41,1 | 39,3 |
| Zn | 0,10 | 0,00 | 0,05 | 0,02 | 0,09 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 |
| Сумма | 100,4 | 102,6 | 100,6 | 100,0 | 100,3 | 98,6 | 95,7 | 98,3 | 98,6 | 94,9 |

| Элемент | Матрикс | | | Прожилки | |
|---------|---------|------|-------|----------|--------|
| | Ccp* | Pу* | Pу | Pу (R) | Pу (C) |
| Fe | 30,1 | 47,2 | 47,9 | 47,2 | 47,7 |
| Co | 0,01 | 0,02 | 0,06 | 0,04 | 0,05 |
| Ni | 0,00 | 0,02 | 0,12 | 0,03 | 0,00 |
| Cu | 35,0 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| S | 34,2 | 51,0 | 52,3 | 52,3 | 52,5 |
| Zn | 0,08 | 0,00 | 0,02 | 0,04 | 0,02 |
| Сумма | 99,5 | 98,3 | 100,4 | 99,6 | 100,3 |

Примечание. Ccp — халькопирит, Po — пирротин, Mss — твердый раствор моносulfида, Pу — пирит, C — центр, R — край.

* Взаимопроращение минералов: Ccp + Po-1 и Ccp + Pу.

бластах граната смогли быть идентифицированы только с помощью микрозонда. Все фенгиты содержат 3,17—3,31 катионов Si на 11 атомов кислорода (см. табл. 1).

Биотит возникает на регрессивном этапе метаморфизма, развивается по гранату и фенгиту и характеризуется содержанием TiO₂ до 1,7 мас. % (см. табл. 1).

Клиноцоизит — минерал, образующийся на пике УНРМ условий, встречается в виде порфириобластов или клиноцоизит-кварцевых симплектитов (см. табл. 1). Во всех анализах содержания FeO и MgO не превышают 2 мас. %.

Карбонат. Карбонатные минералы встречаются в виде спорадических зерен в матриксе, в прожилках и как часть реакционных структур. Во всех случаях это почти чистый кальцит с небольшими содержаниями FeO и MgO — до 2 мас. % (см. табл. 1).

Плагиоклаз. Натровый плагиоклаз (Ab_{100}) встречается в виде включений в гранате и не наблюдается в основной массе (см. табл. 1).

Сульфиды. Пирротин характеризуется дефицитом Fe (45,65—46,49 ат.%) по отношению к S. Присутствуют небольшие количества Ni (0,34—0,95 мас.%) и Co (0,17—0,35 мас.%). Различные морфологические типы пирита характеризуются различными содержаниями Ni и Co. Самые высокие их содержания (Ni до 1,8 мас.% и Co до 0,45 мас.%) устанавливаются в пирите из реакционных структур, самые низкие (Ni 0,5 мас.%, Co <0,2 мас.%) отмечаются в пирите из мономинеральных прожилков. Пирит в матриксе характеризуется промежуточными составами. Халькопириты из включений и матрикса имеют почти идентичные составы. Различные Ni- и Co-содержащие сульфиды (обозначенные как Mss = твердый раствор моносulfида, см. рис. 3, *u*) были установлены в УНРМ породах Кокчетавского массива впервые. Они встречаются только в виде очень маленьких зерен в реакционных структурах (точки, обозначенные как Mss, см. рис. 3, *u*). Составы этих фаз заметно варьируют даже в пределах одной зоны реакционной структуры (Fe <3,5 мас.% в одной точке и Fe = 21,4 мас.% — в другой). К сожалению, вследствие крошечных размеров зерен не удалось получить качественные микронзондовые анализы (см. табл. 2).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Три типа реакционных структур выглядят как особые минеральные ассоциации и не показывают взаимодействия с компонентами матрикса клиноцоизитовых гнейсов. В отличие от включений, они не защищены каким-либо тугоплавким вмещающим минералом. Их образование интерпретируется как взаимодействие между предшествующими минералами и силикатно-карбонатным расплавом, или кристаллизация этого расплава в УНР условиях метаморфизма или на регрессивной стадии.

Кианит—клиноцоизит—кварцевый симплектит. Клиноцоизит из Qtz-Czo симплектита и кианит, участвующий в строении симплектита, включают микроалмазы. Зональность от монокристалла Czo в центре сначала к грубозернистому, а позднее к тонкозернистому клиноцоизит-кварцевому симплектит (см. рис. 2) может рассматриваться как косвенное доказательство ускорения процесса кристаллизации из парциального карбонатного расплава в условиях УНР метаморфизма и как поле стабильности алмаза. Реакционная структура между кианитом и Czo-Qtz симплектитом (см. рис. 2), как предполагается, возникла в системе $SiO_2-Al_2O_3-CaO-H_2O-CO_2$ вследствие модельной реакции: кианит + силикатно-карбонатный расплав (SCM) = Czo + Qtz/Coe-симплектит + CO_2 . Предполагается несколько реакций плавления для CASH [31, 32] и CMASH [33] систем. Вследствие того, что ассоциации Ky-Zo-Qtz/Coe-V и Zo-Qtz/Coe-V нестабильны при $T > 850$ °C при высокобарических и ультравысокобарических условиях, $1 < P < 4$ ГПа (см. рис. 4), они должны существовать в виде расплава, как было недавно подтверждено экспериментальными данными [34].

Симплектитовые взаимопрорастания могли возникнуть при эвтектической или котектической кристаллизации расплава, хотя субсолидусные примеры, возможно, более обычны [35, 36]. Но поскольку кварц является существенным компонентом этих сростаний, то маловероятно, что они формировались в присутствии водного флюида, так как перенос кремнезема в водном флюиде не является лимитирующим фактором и подобного рода структуры едва ли могли возникнуть за счет взаимодействия ранее существующих минералов с водным флюидом [37].

Рутил-титанит. Обычно превращение рутила в титанит в метаморфических породах происходит в результате реакций $Rt + Grs + Coe + V = Czo + Ttn$ или $TiO_2 + CaCO_3 + Qtz/Coe = CaTiSiO_5 + CO_2$, эквивалентной предлагаемой реакции $TiO_2 + SCM = CaTiSiO_5 + CO_2$. Отсутствие каких-либо пространственных взаимоотношений между Czo и Ttn, а также реакционных структур между Grt и Czo позволяет в нашем случае ограничиться реакцией $TiO_2 + SCM = CaTiSiO_5 + CO_2$. Положение кривой этой реакции сильно зависит от $X(CO_2)$, которая в доломитовых мраморах участка Кумдыколь меньше 0,1 [9, 38, 39], что подразумевает богатый H_2O флюид. Согласно экспериментальным данным [40] для системы $CaO-SiO_2-H_2O-CO_2$, расплав должен встречаться при $T < 600$ °C (рис. 4). $P-T$ -условия пика метаморфизма для алмазсодержащих пород Кокчетавского массива оцениваются как $P > 4$ ГПа и $T = 950-1000$ °C, поэтому SCM может образоваться при УНР метаморфизме. Титанит с необычной пойкилобластовой формой (см. рис. 2, *ж, з*), содержащий множество включений кальцита и фенгита, рассматривается как результат взаимодействия SCM и рутила в УНРМ условиях.

Кальцит-графит-(сульфиды)-кварц. Реакционная структура кальцит—графит—(сульфиды)—кварц (см. рис. 3, *а—u*) может также интерпретироваться как свидетельство существования карбонатно-силикатного расплава. Присутствие в зональных реакционных структурах идиоморфных кристаллов и мелких одинаково ориентированных чешуек графита (и Ni-Co сульфидов), которые проникают глубоко внутрь кальцитовых зерен, рассматривается как результат перекристаллизации и роста графита из перенасыщенного (сульфидсодержащего) карбонатного расплава, как показано [8]. Графит и сульфиды в реакционной структуре кальцит-графит-(сульфиды)-кварц демонстрируют особые взаимоотношения, при которых сульфиды встречаются либо в виде „капель“, либо в виде „ламелл“ в кальците (см. рис. 3, *а—u*).

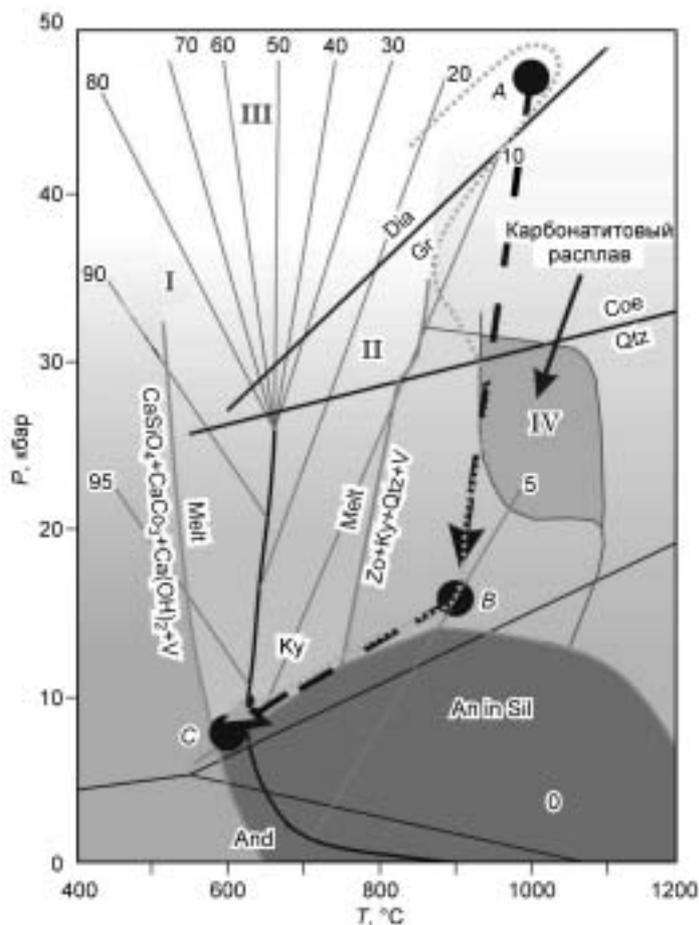


Рис. 4. *P-T*-диаграмма, на которой показаны экспериментально определенная область стабильности расплава (по данным различных источников) и путь эксгумации алмазоносных пород Кокчетавского массива.

Линии: штриховая, по [3], пунктирная, по [4]. Главные этапы перекристаллизации: *A* — УНР пик метаморфических условий, *B* — ретроградный метаморфизм гранулитовой фации, *C* — ретроградный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. I, II — реакция образования расплава в системе $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, по [40], III — соотношение между солидусом мокрого гранита и содержанием H_2O в жидкости (%), по [41], IV — карбонатитовый расплав, по [54]. Все другие кривые — реакции, приводящие к образованию расплава, в системе CASH [31].

Эти взаимоотношения не имеют однозначной трактовки, хотя „капли“ могут рассматриваться как две сосуществующие несмешиваемые жидкости, а ламеллы могли расти из сульфидсодержащего карбонатно-силикатного расплава. В клиноцоизитовых гнейсах Кокчетавского массива порфиробласты граната часто содержат алмазы, также алмазы были установлены и среди полифазных включений кальцит—графит—(сульфиды)—кварц. Эти находки указывают на то, что формирование карбонатно-силикатных расплавов началось в поле стабильности алмаза. Вместе с тем дополнительные порции карбо-

натно-силикатного расплава могли генерироваться в ходе декомпрессионного плавления [41].

Эксперименты, проводимые с различными породами Кокчетавского массива [13], показали, что флюидсодержащий карбонатный расплав является необходимым условием для образования алмазов. Хотя в гранат-пироксеновых породах не наблюдалось роста или зародышеобразования алмаза или графита, их спонтанное зародышеобразование и рост совместно с образованием силикатных минералов (граната и клинопироксена) отмечаются в карбонатной породе. Встречаемость графита вместо алмаза в кальцит—графит—кварцевой(+сульфиды) структуре, вероятно, связана с окислительно-восстановительными условиями и составом расплава-флюида [42, 43]. Присутствие сульфидов может также влиять на условия образования алмазов: расположенные между двумя алмазосодержащими слоями, богатые сульфидами слои, как было показано, лишены алмазов [44].

Часто встречаемая ассоциация графита (Gr) и сульфидов (Csp, Py, Mss 1-3 и Po на рис. 3, в, г; д, е; ж, з; м соответственно), а также большинство твердых растворов моносulfидов (см. рис. 3, и) с высокими содержаниями Ni и Co (см. табл. 2), присутствующими в этой реакционной структуре, являются удивительной и впервые описанной особенностью пород Кокчетавского массива. Очевидно, что образование этих сульфидов, особенно Ni-Co, в тесной ассоциации с карбонатом и графитом в УНР условиях требует дальнейшего исследования. С другой стороны, необычные составы некоторых сульфидов в ассоциации с графитом подвергают сомнению обычно принимаемую концепцию супракристалльного происхождения графита при рассмотрении метаморфического генезиса алмазов Кокчетавского массива.

Мантийные карбонатиты и ультраосновные породы, имеющие K-Ar возраст 540 ± 30 млн лет (А.А. Заячковский, устное сообщение), встречаются поблизости с участком Барчиколь (см. рис. 1). До сих пор не исследовался возможный вклад мантийного материала в УНР эволюцию Кокчетавского массива, вплоть до его эксгумации до среднекорового уровня, имевшей место 515 ± 5 млн лет назад (Ar-Ar датирование слюд [45]).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Образование микроалмазов в метаморфических породах (Саксонские Эрцгебирге) можно объяснить либо котектически вызванным парциальным плавлением при 4—6 ГПа и 1000 °C, либо каталитическим

эффектом сидерофильных и халькофильных элементов, как ранее был сделан вывод на основании обычной ассоциации микроалмазов с Phl, Ap, Pa и Qtz в виде включений в гранатах [46].

Эти авторы предположили участие карбонатной жидкости при образовании алмазов, но присутствие такой жидкости не отмечалось в их образцах. Однако включения в наших алмазсодержащих гранатах главным образом состоят из карбоната с различными содержаниями сульфидов и силикатов. Такие фазы, сосуществующие с алмазом и(или) графитом, могли образоваться при кристаллизации карбонатной жидкости, отсутствующей в образцах [46]. Результаты экспериментов по синтезу алмазов из флюида COH [43, 47, 48] можно с трудом использовать для объяснения генезиса алмазов в природных образцах. Эти эксперименты не учитывали растворимость породообразующих элементов во флюиде, которые оказывают радикальное влияние на кинетику и механизмы кристаллизации алмаза [12].

Распознавание сверхкритического флюида и расплава в УНРМ условиях ([41] и ссылки в ней), основанное на петрографических наблюдениях, остается трудной и противоречивой задачей [46, 49]. На основании описанных включений H₂O-содержащий флюид + карбонаты + Crx + Grt в микроалмазах из гранат-клинопироксеновых пород Кокчетавского массива [29, 50] предположили рост алмаза из флюида C-O-H. В качестве альтернативного объяснения предлагается когенетический рост алмаза с карбонатом и силикатами из богатых флюидом силикатно-карбонатных расплавов.

Несовершенный кристаллографический габитус большинства алмазов из кислых пород Кокчетавского массива и их многокомпонентные субмикронные включения свидетельствуют о росте алмаза из сложного надкритического флюида [51]. Тем не менее в клиноцоизитовых гнейсах действительно встречаются совершенные октаэдрические кристаллы алмаза [21], что, вероятно, указывает на различную кинетику и механизмы реакций образования алмазов.

В экспериментах [52], проведенных в условиях, близких к УНРМ условиям Кокчетавского массива (35 кбар/950 °C и 45 кбар/1000 °C), были получены минеральные парагенезисы гранат—фенгит—клинопироксен—коэзит—(Si-Al)-расплав и гранат—клинопироксен—коэзит—карбонатный расплав в пелитовых и карбонатных системах соответственно. Оба парагенезиса весьма сходны с наблюдаемыми в изученных клиноцоизитовых гнейсах, поэтому три вышеописанные реакционные структуры интерпретируются как свидетельство в пользу существования силикатно-карбонатного расплава и его взаимодействия с пелитовыми ассоциациями в УНРМ условиях.

В рамках проводимых нами исследований механизмов и процессов ранней эксгумации УНРМ пород Кокчетавского массива, описанные петрографические наблюдения реликтов минеральных ассоциаций, образованных из силикатно-карбонатного расплава в клиноцоизитовых гнейсах в УНРМ условиях, можно суммировать следующим образом:

1. В отличие от соседних клиноцоизитовых гнейсов обр. В94-357 более массивный и менее сланцеватый, а также сечется многочисленными кальцитовыми прожилками. Каждая из трех отдельных реакционная структура может представлять какую-либо другую особенность некоторых УНРМ пород. Однако совместное нахождение этих структур в одной породе является весомым аргументом в пользу их общего механизма образования в УНРМ условиях; эти структуры могли не сохраниться в большинстве других, даже соседних образцов клиноцоизитовых гнейсов участка Барчиколь.

2. Эти реакционные структуры, по-видимому, образовались в поле устойчивости алмаза, следовательно, силикатно-карбонатный расплав уже участвовал в самом раннем этапе образования алмазов. Этот силикатно-карбонатный расплав, в отличие от карбонатитового расплава, содержит значительные количества кремнезема. Расплав реагировал с возникшими ранее кианитом и рутилом с образованием клиноцоизит-кварцевого симплектита и титанита соответственно. Это согласуется с исследованиями, выполненными Ю.Н. Пальяновым с соавторами [13], показавшими, что флюидсодержащий силикатно-карбонатный расплав — благоприятная среда для кристаллизации алмаза(графита) и силикатных минералов.

3. Графит-сульфидные ассоциации встречаются как часть этих реакционных структур. Как и когда сульфиды появились в этих породах и какой они вносят вклад в условия образования и роста ассоциирующего алмаза (графита) еще не ясно. Принимая во внимание ограниченное пространственное и явно исключительное распространение таких связанных с расплавами УНР реакционных структур, источники углерода и сульфидов в последних являются не менее важной проблемой. Вблизи участка Барчиколь встречаются плохо изученные и в основном перекрытые карбонатиты, встречающиеся исключительно в пределах западного Кумдыкольского блока. Карбонатиты никогда не идентифицировались в коровых, сложно чередующихся карбонатно-пелитовых разрезах УНР блока Кумдыколь. Ограниченную встречаемость в этом блоке рассматриваемых цоизитсодержащих гнейсов с графит-сульфидными ассоциациями в остаточных УНР и связанных с расплавами структурах можно объяснить сложными условиями подъема расплавов [15]. В богатой карбонатами западной части Кокчетавского массива карбонатиты могли каким-то образом участвовать в ранней эволюции алмазсодержащих коровых пород.

4. Парциальные или эвтектические расплавы могли сосуществовать с различными объемами релитовых фаз в зависимости от содержания флюида как в пелитовой, так и в карбонатной системах в УНРМ

условиях [53]. Существование значительных количеств карбонатного расплава в УНРМ разрезах западной части Кокчетавского массива, по-видимому, согласуется с предположением о высоких скоростях эксгумации УНРМ блоков [3, 4]. Механизм эксгумации в западной части Кокчетавского массива мог отличаться от такового восточной части, где встречаются главным образом пелитовые породы [16], а скорости эксгумации, вероятно, были намного выше.

Мы благодарим Андрию Хинес, Стефано Поли, Дж.Г. Лиу и Э.А. Дж. Бурке за конструктивные замечания к первому варианту рукописи. Статья значительно выиграла от содержательных и основательных замечаний Э.А. Дж. Бурке и Дж. Херманна. Авторы выражают свою благодарность Н.Л. Добрецову, Я. Клерксу, Н.В. Соболеву и В.С. Шацкому за дискуссию по различным аспектам проводимых исследований Кокчетав.

Работа финансировалась из Фонда генерального директора ОИГГМ СО РАН, РФФИ (№ 04-05-64360), Фонда содействия отечественной науке, а также Бельгийским правительством (BOSTCA).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Sawyer E.W.** Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks // *J. Metamorph. Geol.*, 2001, v. 19, p. 291—309.
2. **Minarik W.G., Watson E.B.** Interconnectivity of carbonate melt at low melt fraction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 133, p. 423—437.
3. **Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S.** Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.
4. **Dobretsov N.L., Shatsky V.S.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, № 3, p. 307—318.
5. **Frezzotti M.L., Touret J.L.R., Lustenhouwer W.J., Neumann E.R.** Melt and fluid inclusions in dunite xenoliths from La Gomera, Canary Islands: tracking the mantle metasomatic fluids // *Europ. J. Miner.*, 1994, v. 6, p. 805—817.
6. **Seifert W., Thomas R.** Silicate-carbonate immiscibility: a melt inclusion study of olivine melilitite and wehrlite xenoliths in tephrite from the Elbe Zone, Germany // *Chemie der Erde / Geochemistry*, 1995, v. 55, p. 263—279.
7. **Ionov D., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G.** Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 375—392.
8. **Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T.** Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 577—587.
9. **Ogasawara Y., Fukasawa K., Maruyama S.** Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Amer. Miner.*, 2002, v. 87, p. 454—461.
10. **Massonne H.J.** A comparison of the evolution of diamondiferous quartz-rich rocks from the Saxonian Erzgebirge and the Kokchetav massif: are so-called diamondiferous gneisses magmatic rocks? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 216, p. 347—364.
11. **Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.
12. **Shatsky V.S., Pal'yanov Y.N., Sokol A.G. et al.** Diamond formation in UHP metamorphic rocks: natural and experimental evidence // *Fluid/Slab/Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals: Abstracts of UHPM Workshop 2001, Tokyo, Japan, August 30—31, 2001. Tokyo, Waseda University, 2001, p. 6—10.*
13. **Пальянов Ю.Н., Шацкий В.С., Сокол А.Г. и др.** Экспериментальное моделирование кристаллизации метаморфогенных алмазов // *Докл. РАН*, 2001, т. 380, № 5, с. 671—675.
14. **Brown M., Solar G.S.** Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts // *J. Structur. Geol.*, 1998, v. 20, p. 211—227.
15. **Kisters A.F.M., Gibson R.L., Charlesworth E.G., Anhaeusser C.R.** The role of strain localization in the segregation and ascent of anatectic melts, Namaqualand, South Africa // *Ibid.*, p. 229—242.
16. **Theunissen K., Dobretsov N.L., Shatsky V.S. et al.** The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova*, 2000, v. 12, p. 181—187.
17. **Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S. et al.** Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of the Kokchetav Complex, Northern Kazakhstan — the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within Phanerozoic foldbelt // *The Island Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.
18. **Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A. et al.** Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (north Kazakhstan): Difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 428—438.

19. **Maruyama S., Parkinson C.D.** Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure—ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Ibid.*, p. 439—455.
20. **Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В.** Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Докл. РАН, 1998, т. 360, с. 77—81.
21. **Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A.** Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif // *European J. Miner.*, 2002, v. 14, p. 915—929.
22. **Корсаков А.В.** Петрология алмазоносных метаморфических пород участка Барчинский, Кокчетавский массив (Северный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, НГУ, 2000, 20 с.
23. **Masago H.** Metamorphic petrology of the Barchi-Kol metabasites, western Kokchetav ultrahigh-pressure-high-pressure massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 358—378.
24. **Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.
25. **Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710—713.
26. **Шацкий В.С., Рылов Г.М., Ефимова Э.С. и др.** Морфология и реальная структура микроалмазов из метаморфических пород Кокчетавского массива, кимберлитов и аллювиальных россыпей // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, с. 942—955.
27. **Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В.** Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // Докл. РАН, 1994, т. 334, № 4, с. 488—492.
28. **Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G. et al.** Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.*, 1997, v. 15, p. 479—496.
29. **De Corte K., Korsakov A., Taylor W.R. et al.** Diamond growth during ultrahigh-pressure metamorphism of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 428—438.
30. **Korsakov A.V., Theunissen K., Kozmenko O.A., Ovchinnikov Y.I.** Reactionary structures in zoisite gneisses as an evidence for the existence of silicate-carbonate melts under UHPM conditions // *Fluid/Slab/Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals: Abstracts of UHPM Workshop 2001, Tokyo, Japan, August 30—31, 2001.* Tokyo, Waseda University, 2001, p. 106—110.
31. **Boettcher A.L.** The system CaO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O at high pressure and temperatures // *J. Petrol.*, 1970, v. 11, p. 337—379.
32. **Poli S., Schmidt M.W.** The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 130, p. 162—175.
33. **Thompson A.B., Ellis D.J.** CaO + MgO + Al₂O₃ + SiO₂ + H₂O to 35 kb: amphibole, talc, and zoisite dehydration and melting reactions in the silica-excess part of the system and their possible significance in subduction zones, amphibolite melting, and magma fractionation // *Amer. J. Sci.*, 1994, v. 294, p. 1229—1289.
34. **Hermann J., Green D.H.** Interaction of hydrous granitic melts with carbonates: implications for devolatilisation in subduction zones // *Ninth International Symposium on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry (EMPG IX), Zürich, Switzerland, March 24—27, 2002.* Abstract, Cambridge, 2002, v. 7, p. 44.
35. **Кориковский С.П., Говорка Д.** Два типа гранат-клинопироксен-плагиоклазовых метабазитов из кристаллического комплекса Малой Фатры (Западные Карпаты): метаморфическая эволюция, *P-T*-параметры, симплектитовые и келифитовые структуры // *Петрология*, 2001, т. 9, с. 140—166.
36. **Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков С.Г.** Симплектитовые высокобарические гранат-клинопироксен-маргарит-мусковит-клиноцоизитовые амфиболиты Даховского выступа (Северный Кавказ): генезис и состав реакционных структур // Докл. РАН, 2004, т. 397, с. 650—654.
37. **Waters D.J.** The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks // *Lithos*, 2001, v. 56, p. 97—110.
38. **Осагавара И., Лиу Дж.Г., Джанг Р.Ю.** Термохимический расчет $\log f_{\text{O}_2}$ — *TP* соотношений устойчивости алмазодержащих ассоциаций в модельной системе CaO—MgO—SiO₂—C—O₂—H₂O // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38, с. 546—557.
39. **Ye K., Liou J.B., Cong B. et al.** Ultrahigh-pressure (UHP) low-Al titanites from carbonate-bearing rocks in Dabiesshan-Sulu UHP terrane, eastern China // *Fluid/Slab/Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals:*

- Abstracts of UHPM Workshop 2001, Tokyo, Japan, August 30—31, 2001. Tokyo, Waseda University, 2001, p. 129—131.
40. **Boettcher A.L., Wyllie P.J.** The system CaO—SiO₂—CO₂—H₂O: III. A second critical end-point on the melting curve at 32.5 kb and 515 °C // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, p. 611—632.
 41. **Hermann J.** Experimental evidence for diamond-facies metamorphism in the Dora-Maira massif // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 163—182.
 42. **Sokol A.G., Tomilenko A.A., Palyanov Y.N. et al.** Fluid regime of diamond crystallisation in carbonate-carbon systems // *European J. Miner.*, 2000, v. 12, p. 367—375.
 43. **Sokol A.G., Pal'yanov Y.N., Pal'yanova G.A. et al.** Diamond and graphite crystallization from COH fluids under high pressure and high temperature conditions // *Diamond and Related Materials*, 2001, v. 10, p. 2131—2136.
 44. **Schertl H.P., Sobolev N.V., Neuser R.D., Shatsky V.S.** HP-metamorphic rocks from Dora Maira (Western Alps) and Kokchetav (Kazakhstan): new insights using cathodoluminescence petrography // *European J. Miner.*, 2004, v. 16, p. 49—57.
 45. **Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A.** Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Ultrahigh pressure metamorphism* (Eds. R.G. Coleman, X. Wang). Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 427—455.
 46. **Hwang S.L., Shen P., Chu H.T. et al.** Genesis of microdiamonds from melt and associated multiphase inclusions in garnet of ultrahigh-pressure gneiss from Erzgebirge, Germany // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 9—15.
 47. **Akaishi M., Yamaoka S.** Crystallization of diamond from C-O-H fluids under high-pressure and high-temperature conditions // *J. Crystal Growth*, 2000, v. 213, p. 999—1003.
 48. **Kumar M.D.S., Akaishi M., Yamaoka S.** Formation of diamond from supercritical H₂O-CO₂ fluid at high pressure and high temperature // *Ibid.*, p. 203—206.
 49. **Stöckhert B., Duyster J., Trepmann C., Massonne H.J.** Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical C-O-H fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany // *Geology*, 2001, v. 29, p. 391—394.
 50. **De Corte K., Cartigny P., Shatsky V.S. et al.** Evidence of fluid inclusions in metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, p. 3765—3773.
 51. **Dobrzhinetskaya L.F., Green II H.W., Mitchell T.E., Dickerson R.M.** Metamorphic diamonds: mechanism of growth and inclusion of oxides // *Geology*, 2001, v. 29, p. 263—266.
 52. **Hermann J., Green D.H.** Experimental constraints on melt-carbonate interaction at UHP conditions: a clue for metamorphic diamond formation? // *Fluid/Slab/Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals: Abstracts of UHPM Workshop 2001, Tokyo, Japan, August 30—31, 2001. Tokyo, Waseda University, 2001, p. 31—34.*
 53. **Hermann J., Green D.H.** Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 149—168.
 54. **Wallace M.E., Green D.H.** An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature*, 1988, v. 335, p. 343—346.

*Поступила в редакцию 1 августа 2005 г.,
после доработки — 20 октября 2005 г.*