

УДК 552.163(571.651)

Н.А. Кулюкина¹, П.Л. Тихомиров², В.О. Япаскурт³**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОЛОГИИ МЕТАМОРФИТОВ КУЭКВУНЬСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНАЯ ЧУКОТКА)⁴**

Метаморфиты Куэкувуньского поднятия представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, образованными по среднепалеозойским осадочным породам, преимущественно терригенным, с примесью вулканогенного материала среднего—основного состава; подчиненную роль в протолите играют карбонаты. Детально изучены два образца плагиогнейсов, представляющие осевую и краевую зоны поднятия. Качественный состав фаз и составы сосуществующих граната, биотита и ставролита указывают на метаморфизм при температуре 560–600 °С и давлении 2,5–4 кбар, соответствующих глубине 8–12 км. Подобные условия предполагают высокие значения геотермического градиента (около 60 °С/км), приближающиеся к таковым для областей контактового метаморфизма.

Гранаты из осевой и краевой зон Куэкувуньского поднятия обладают сходной зональностью, различие — в присутствии резко выраженных кайм с повышенным содержанием Са в гранатах осевой зоны. Эти каймы могли сформироваться как в ходе события, общего для всего Куэкувуньского блока, так и в результате наложенных процессов, проявившихся на ограниченной площади, возможно, в связи со становлением гранитоидных плутонов, широко распространенных в регионе.

Ключевые слова: Северная Чукотка, региональный метаморфизм, минеральная термометрия, зональность граната.

Metamorphic rocks of the Kuekvun' uplift are represented by gneisses and schists after Mid-Palaeozoic sedimentary units, composed by fine-grained clastic rocks with minor carbonates. The clastic material contains an admixture from a volcanic source of mafic to intermediate composition. Two samples of plagiogneisses which represent both the marginal and the central structural zones of the uplift have been a subject of a detailed study. The mineral paragenesis and the composition of coexisting garnet, biotite and staurolite indicate the temperature of metamorphism of 560–600 °С, and the pressure of 2.5–4 kbar, which corresponds to the depth of 8–12 km. Such conditions imply the relatively high geothermal gradient (nearly 60 °С/км), approaching that for contact metamorphic aureoles.

Garnets from the marginal and the central zones of the uplift reveal a similar zonation pattern. The only notable difference is the presence of compositionally contrasting Ca-enriched rim in garnets from the central zone. Such rims could result from the evolution of the entire metamorphic complex, but they could also be related with local processes, like the crystallization of granitic plutons, which are widespread within the observed area.

These borders could be formed both during general event for the whole Keukvun' block and as a result of superimpose local processes, it may be associated with formation of granite massifs which are frequently occurred in this region.

Key words: North Chukotka Area, regional metamorphism, mineral thermometry, garnet zonation.

Введение. Куэкувуньское поднятие расположено в пределах Чаунской складчатой зоны мезозойд Верхояно-Чукотской области (рис. 1), на правом берегу верхнего течения р. Кувет. Выходящие здесь метаморфические породы изучены в ходе геологической съемки 1960–1980-х гг. (В.П. Аркавый, устное сообщение; А.И. Матешко с сотр., устное сообщение) и упоминаются в обзорных работах [Геология СССР..., 1970; Гельман и др., 1980; Тибилов, Черепанова, 2001]. В силу ряда причин (удаленность

от научных и промышленных центров, слабое развитие инфраструктуры, сокращение государственного финансирования региональных работ, отсутствие крупных эксплуатируемых горнорудных объектов) геологическая изученность Куэкувуньского поднятия, как и всей Северной Чукотки, остается на уровне, достигнутом в 1970–1980-е гг. Лишь в последние годы на Северной Чукотке намечилось некоторое оживление исследований академического плана, связанное главным образом с применением новых

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* nk_d@inbox.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. науч. сотр., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* tiho@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. сотр., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* uvo72@geol.msu.ru

⁴ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-05-01197-а, 10-05-00191-а).

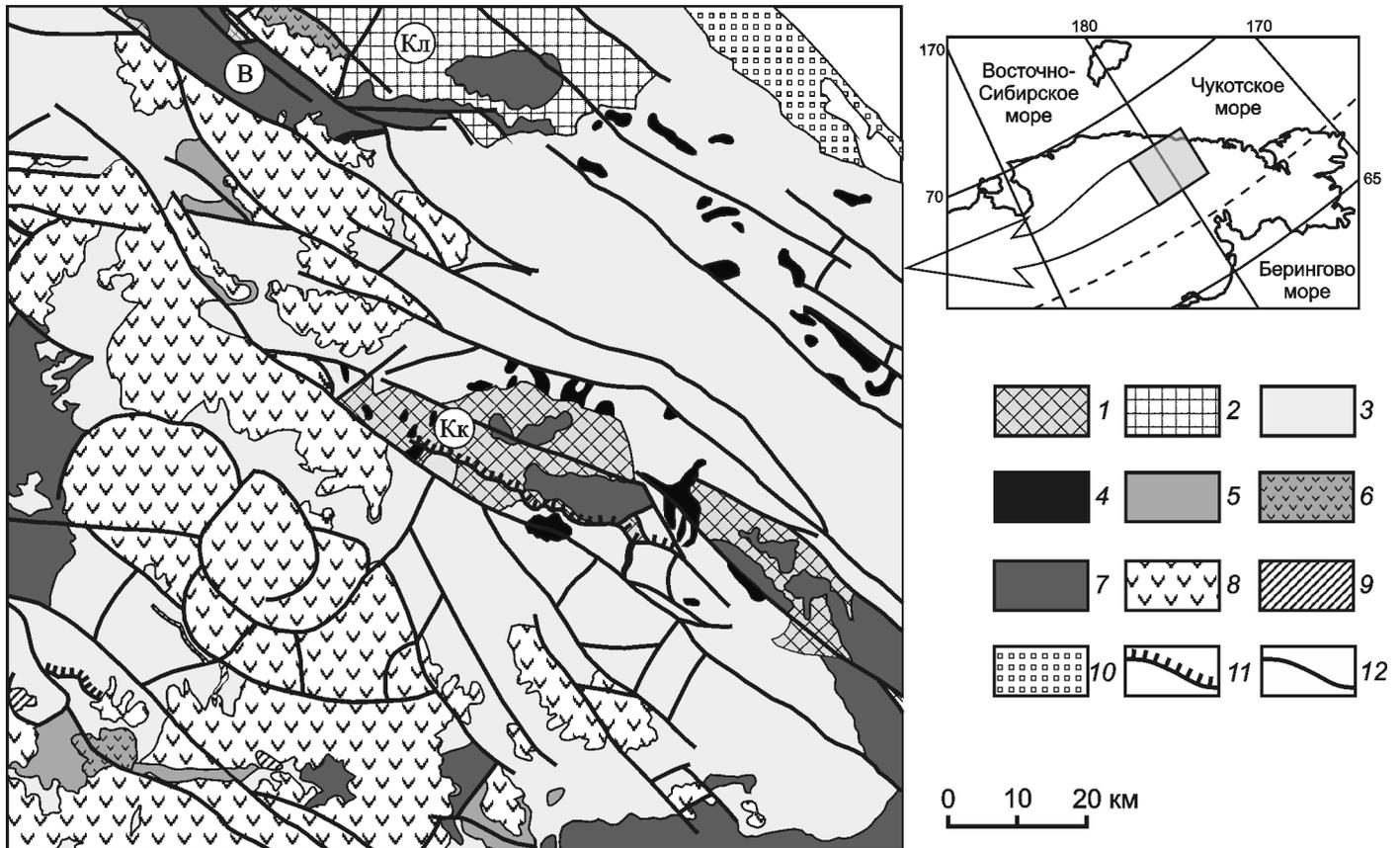


Рис. 1. Геологическая карта бассейнов верхнего течения рек Пегтымель и Кувет, по (В.А. Варламова с сотр., 2004), с изменениями и упрощениями: 1–2 — выходы девонских–каменноугольных пород (1 — метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, 2 — претерпевших лишь метаморфизм погружения в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций); 3 — терригенные осадочные триасовые комплексы (с незначительной долей пород пермского возраста); 4 — раннетриасовые интрузивы габброидов; 5–6 — верхнеюрские — альбские комплексы (5 — терригенные и вулканогенно-терригенные, 6 — вулканогенные); 7 — раннемеловые гранитоиды чукотского и тауреранского комплексов; 8–9 — вулканиты Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП (8) и связанные с ними гипабиссальные интрузивы (9); 10 — рыхлые кайнозойские осадочные отложения; 11 — надвиги, 12 — прочие разрывные нарушения.
Буквы в кружках: Кк — Куэвуньское поднятие, Кл — Куульское поднятие, В — Велиткеныйский плутон

методов изотопного датирования [Ползуненков и др., 2011; Тихомиров и др., 2011]. В статье представлены результаты первого детального петрологического исследования пород Куэвуньского поднятия с использованием рентгеновского микроанализа. Полученные данные необходимы для количественной оценки *PT*-условий метаморфизма; кроме того, они раскрывают некоторые ранее неизвестные аспекты геологической истории региона.

Краткий очерк геологии Куэвуньского поднятия.

Куэвуньское поднятие в плане вытянуто в северо-западном направлении (рис. 1) и имеет размеры 40 × 15 км. Так же ориентированы главные складчатые структуры Чаунской зоны, большая часть которой сложена терригенно-обломочными триасовыми породами (некоторые из нижних статонов считаются пермско-нижнетриасовыми). Согласно распространенному мнению [Парфенов и др., 1999], эти осадочные породы накапливались в условиях пассивной окраины Чукотского микроконтинента. Куэвуньское поднятие — сегмент Велиткеныйского вала [Гельман и др., 1980] — линейной положительной структуры протяженностью около 350 км, трассируемой выхо-

дами палеозойских пород от арктического побережья Чукотки (Куульское поднятие, рис. 1) до среднего течения р. Амгуэма.

На геологических картах масштаба 1:500 000 последней редакции (В.А. Варламова с сотр., устное сообщение) породы Куэвуньского поднятия отнесены к неразделенным лено-тапской и тариэльской толщам, условно датированным девоном–средним карбоном на основании единичных находок среднепалеозойских криноидей и кораллов. В фондовых источниках есть указания на существование стратиграфического контакта между метаморфитами лено-тапской толщи и породами иульгинской свиты верхней перми–нижнего триаса (В.А. Варламова с сотр., устное сообщение). Однако некоторые факты дают основания для сомнения в таких взаимоотношениях. Во-первых, иульгинская свита сложена преимущественно черными сланцами при отсутствии каких-либо крупнообломочных пород вблизи предполагаемой подошвы; во-вторых, предполагаемая подошва пермотриасовых отложений срезает ряд тел габбро-долеритов нижнетриасового анюйского комплекса, интрузирующих ту же иульгинскую свиту (рис. 1). На

этом основании можно предположить, что границы между палеозойскими метаморфитами и практически неметаморфизованными образованиями пермотриаса в действительности тектонические. В этом случае в строении Куэкувуньского поднятия можно увидеть черты комплексов метаморфических ядер кордильерского типа, по [Coney, Harms, 1984], предполагающих наличие метаморфизованного сложнодислоцированного ядра и слабометаморфизованного верхнего структурного этажа, отделенного поверхностью срыва. В публикациях встречаются указания на присутствие структур такого рода в Анойско-Чукотской складчатой системе [Miller et al., 2009].

Изучение внутреннего строения Куэкувуньского поднятия затруднено его сравнительно небольшой обнаженностью: при обилии делювиальных склонов коренные выходы встречаются редко. Для значительной части поднятия установлено пологое залегание плоскостных метаморфических текстур, что некоторые исследователи связывают с проявлением надвиговой тектоники (В.А. Варламова с сотр., устное сообщение). Модель комплекса кордильерского типа [Coney, Harms, 1984] предлагает альтернативное объяснение пологой ориентировки текстур, однако окончательный ответ возможен только после специальных исследований.

Среди метаморфитов Куэкувуньского блока широко распространены биотитовые гнейсы с крупными (до 3–4 см) порфиробластами К–Na-полевого шпата, биотитовые плагиогнейсы с второстепенными гранатом, андалузитом, ставролитом и мусковитом, а также кварц-актинолит-эпидотовые сланцы. Реже встречаются горизонты мраморов и кварцитов. В метаморфитах обычны следы первичной слоистости, указывающие на осадочную природу протолита.

Изотопный возраст пород палеозойских поднятий Северной Чукотки. Метаморфизованные палеозойские породы пересечены многочисленными дайками и жилами гнейсовидных мелко- и среднезернистых гранитов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. На геологических картах изображено несколько крупных (до 25 км²) тел гранитов нижнемелового тауреранского комплекса, интрузирующих метаморфиты (В.А. Варламова с сотр., устное сообщение), однако материалы крупномасштабной геологической съемки (А.И. Матешко с коллегами, устное сообщение) и наши полевые наблюдения показывают, что в действительности эти массивы представляют собой участки сгущения мелких тел гранитоидов, где на магматические породы приходится не более половины общего объема.

К–Аг-датировки валовых проб гранитов варьируют в интервале 99–75 млн л. н. (В.П. Аркавий, устное сообщение). Из-за частых противоречий с наблюдаемыми структурными взаимоотношениями геологических тел эти результаты рассматриваются как недостаточно достоверные. Данные SHRIMP U–Pb-датирования цирконов [Ползуненков и др.,

2011; Тихомиров и др., 2011] в совокупности указывают на сложную историю становления гранитоидов Куэкувуньского и Куульского блоков. Ядра некоторых цирконов из крупного Велиткенайского плутона (рис. 1) показали позднедевонский возраст (363–373 млн л.н.). Близкий возраст (~380 млн л.н.) определен для цирконов из метаморфитов Куэкувуньского поднятия (по пересечению конкордии и линии смещения). Эти даты в первом приближении согласуются с Rb–Sr изохронным возрастом Киберовского массива, расположенного в западной части Куульского поднятия — 432±32 млн л.н. [Тибилев и др., 1986]. Однако большинство цирконов из гранитоидов и гнейсов Северной Чукотки оказались значительно моложе. Их U–Pb-возраст приходится на средний альб (107–100 млн л.н.).

Вулканиты Охотско-Чукотского пояса, возраст которых в пределах Северной Чукотки, согласно последним опубликованным данным, укладывается в сравнительно узкий интервал 89–87 млн л.н. [Тихомиров и др., 2006; Tikhomirov et al., 2012], не имеют непосредственного контакта с метаморфитами и гранитоидами Куэкувуньского поднятия, но с резким несогласием перекрывают смятые в складки триасовые отложения. Судя по отсутствию в вулканогенных толщах следов значимых деформаций, извержения в этом районе происходили после завершения процессов складкообразования.

Материалы и методы исследования. Коллекция состоит из 26 образцов, собранных вдоль профиля, пересекающего центральную часть Куэкувуньского поднятия, и включает биотитовые гнейсы с крупными (до 4 см) порфиробластами К–Na-полевого шпата, биотитовые плагиогнейсы с гранатом, ставролитом и андалузитом, кварц-актинолит-эпидотовые сланцы, биотитовые кварцитосланцы, углистые кварциты и кальцитовые мраморы. Для детального изучения отобрано 2 образца гранатосодержащих биотитовых плагиогнейсов, представляющих осевую зону поднятия (обр. T10-115Б) и его юго-западный фланг (обр. T10-109). Расстояние между точками отбора этих образцов составляет около 4 км. Изученные породы имеют сходный минеральный состав. Единственное качественное различие заключается в том, что в образце T10-115Б высокоглиноземистые фазы представлены андалузитом и ставролитом, а в образце T10-109 — только андалузитом. Исходя из представлений о зональности метаморфических комплексов [Maugueta et al., 2010] можно заключить, что парагенезис плагиогнейсов осевой зоны Куэкувуньского поднятия формировался при несколько более высоких значениях температуры, чем для краевой зоны (рис. 2, А). Однако, как покажем ниже, в силу специфических условий метаморфизма в данном случае это положение не бесспорно.

Почти все фазы изученных плагиогнейсов составляют единый парагенезис амфиболитовой фации: биотит, гранат, андалузит, мусковит, кварц, плагио-

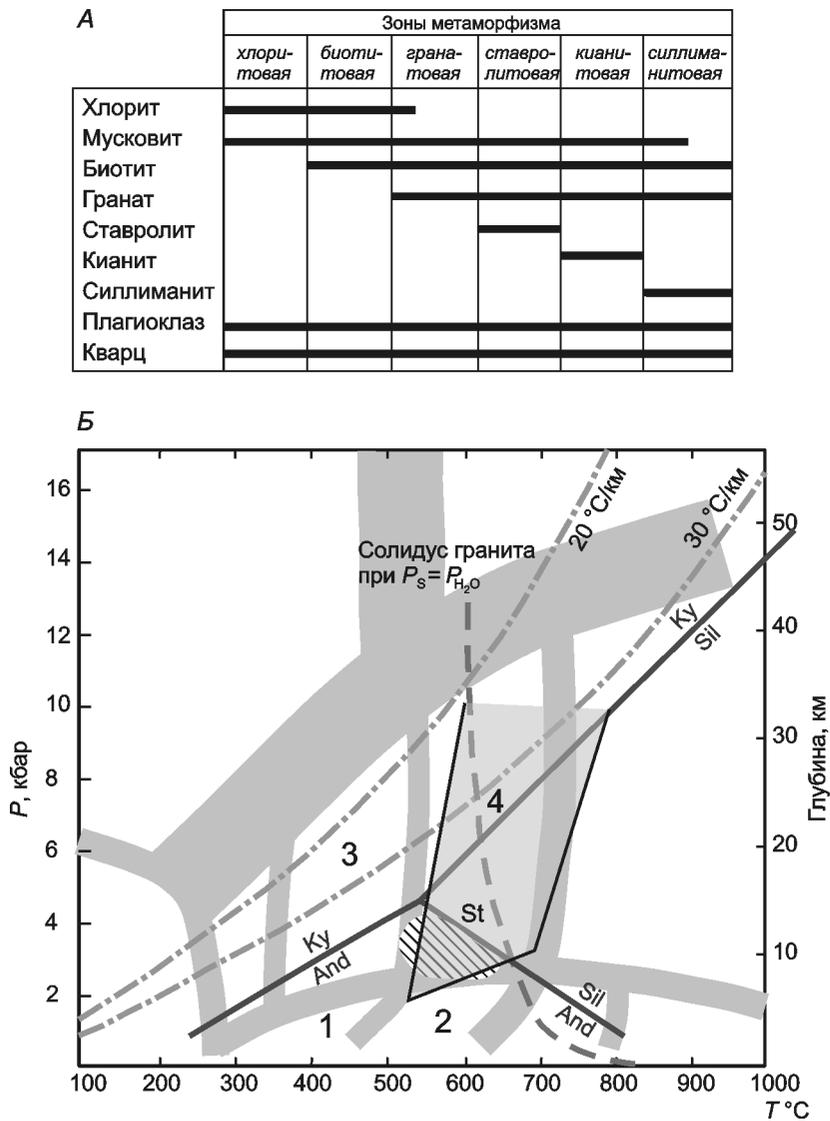


Рис. 2. Фации зонального («барровианского») метаморфизма метapelитов и их типичные парагенезисы [Yardley, 1989] (А) и P - T -диаграмма фаций метаморфизма, по [Yardley, 1989], с полем устойчивости ставролита (St), по [Deer et al., 1997] (Б). Штриховая линия — солидус гранита при $P_s = P_{H_2O}$, штрихпунктирные линии — геотермы при значениях градиента 20 и 30 °C/км. Цифрами обозначены поля фаций метаморфизма: 1 — биотитовых роговиков, 2 — амфиболовых роговиков, 3 — зеленосланцевой, 4 — амфиболитовой. Штриховкой показаны условия метаморфизма пород Кузквуньского поднятия

клиз и К–Na-полевой шпат (в обр. Т10-115Б еще присутствует ставролит). Признаки реакционных взаимоотношений между этими минералами не выявлены. В ядрах гранатов присутствуют мелкие включения, главным образом кварца и плагиоклаза; некоторые из них могут представлять продукты относительно ранних стадий метаморфизма. Единственный бесспорно поздний ретроградный минерал — хлорит, развивающийся по биотиту вдоль плоскостей спайности.

Микроанализ фаз выполнен в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с использованием электронного микроскопа «Jeol» (JSM-6480LV) и энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy-350» (ускоряющее

напряжение 15 кВ, постоянный ток электронного зонда 15 нА ± 0,05 нА). Для всех измеряемых элементов от кислорода до железа абсолютная погрешность составляет от 0,08 до 0,12 мас.%, т.е. относительная погрешность не превышает 2% для всех элементов с содержанием 5 мас.% и более. Проверку точности анализа производили по коллекции стандартов природных минералов и стекол [Jarosewich et al., 1980]. Результаты анализа частично отражены на рис. 3 и 4. Весь массив данных доступен на сетевом ресурсе (http://wiki.web.ru/wiki/%D0%A4%D0%B0%D0%B9%D0%BB:DAT_Atable_May_02.xls#filelinks), а также может быть предоставлен по запросу через e-mail (petr_tikhomirov@mail.ru).

Результаты микроанализа фаз. Биотит из обоих изученных образцов соответствует истониту-сидерофиллиту с магнезиальностью 44–48 и содержанием Al 1,78–1,92 ф.е. Хлорит, замещающий биотит, имеет магнезиальность 43–44. Плагиоклаз основной массы отвечает андезину An_{27-36} , его включения во внешних зонах граната — андезину An_{37-46} . В большинстве плагиоклазовых включений в ядрах гранатов (An_{34-45}) не обнаружены отличия от плагиоклазов главного парагенезиса, однако единичные зерна имеют гораздо более кальциевый состав (от An_{61} до An_{87}), при этом вариации состава внутри каждого изученного включения не превышают 5–7% аортитового минала. Доля альбитового компонента в калиевом полевом шпате составляет 6–8%. Содержание Fe и Mg в мусковите обычно варьирует в пределах 0,08–0,19 ф.е. В единичных зернах оно достигает и больших значений (0,28–0,39 ф.е.), причем с одновременным повышением содержания Si (3,16–3,25 ф.е.), вероятно, вследствие вхождения селадонитового минала в состав твердого раствора. Ставролит из обр. Т10-115Б имеет однородный состав (с Mg# от 0,17 до 0,19). Доля Zn в его формуле составляет 0,11–0,15 ф.е., а Al в тетраэдрической позиции — 0,22–0,28 ф.е.

Гранаты изученных метаморфитов представлены изометричными зернами размером до 1,5 мм, составляющими 1–3% общего объема пород. К внешним зонам зерен граната нередко приурочены кристаллы ильменита длиной до 0,3 мм. В ядрах гранатов обычные включения кварца и плагиоклаза, формирующие реликтовые текстуры, резко несогласные по отношению к сланцеватости пород. Ориентировка текстур в зернах граната почти постоянна, что указывает на отсутствие значимого вращения кристаллов в процессе поздней перекристаллизации. Гранаты принадлежат

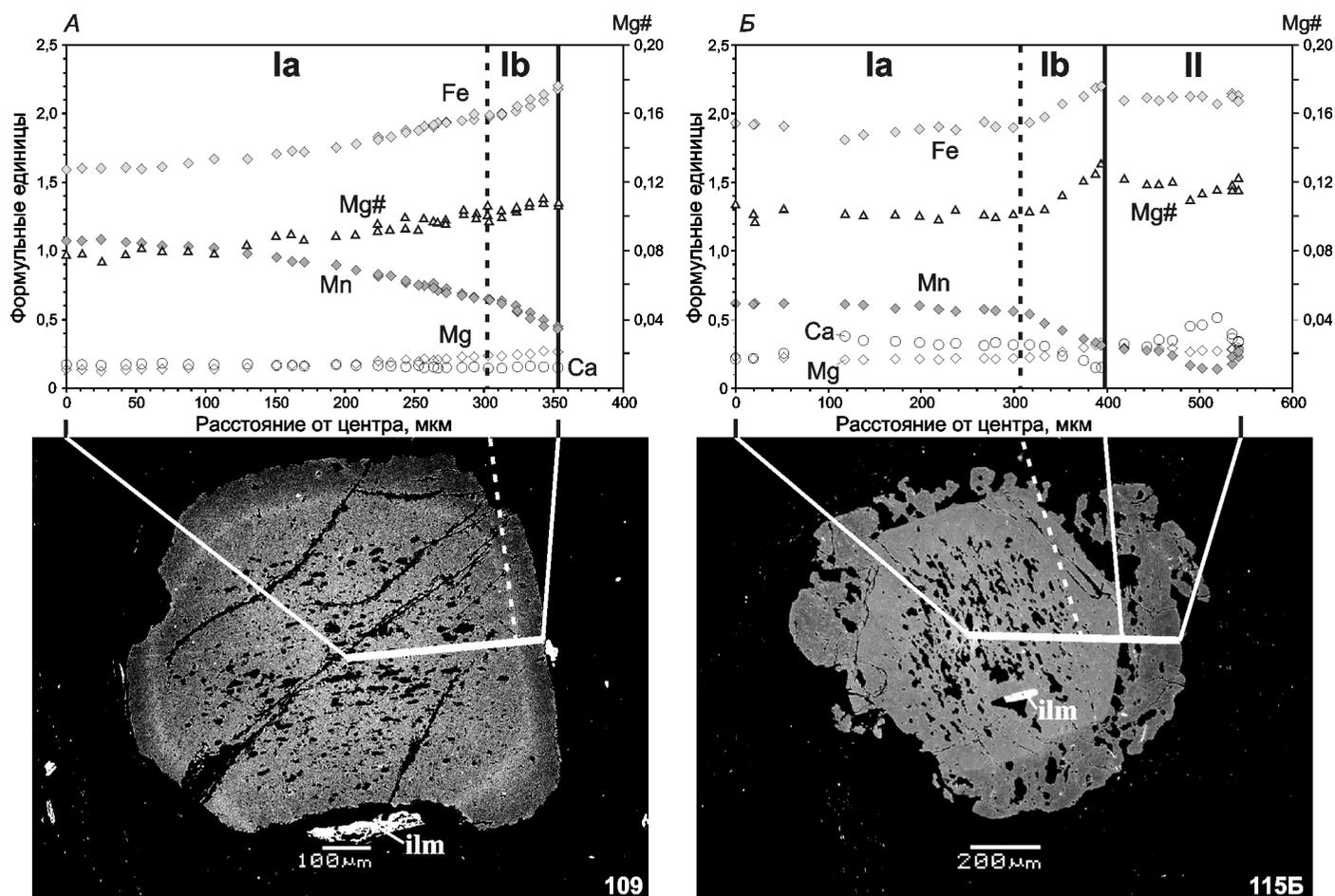


Рис. 3. Композиционные профили через гранаты из плагиогнейсов Кузкуньского поднятия (А — обр. Т10-109, Б — обр. Т10-115Б) и фото в отраженных электронах.

Ia, Ib, II — условные индексы зон от внутренних к внешним; зоны Ia и Ib присутствуют в гранатах обоих изученных образцов, зона II — только в гранатах из осевой части Кузкуньского поднятия; ilm — кристаллы ильменита

альмандин-спессартиновому ряду. Состав гранатов в образцах несколько отличается, главным образом по содержанию Mn и Ca (рис. 3). Характер зональности кристаллов при этом сходный: в обоих образцах от ядер к краям гранатов увеличивается содержание Mg и Fe при убывании Mn.

Наиболее существенное различие гранатов изученных образцов заключается в присутствии в гранатах обр. Т10-115Б кайм, отделенных от внутренних зон резкой границей (рис. 3, Б); в обр. Т10-109 подобные образования не выявлены. Каймы характеризуются повышенным относительно внутренних частей кристаллов содержанием Ca и Mg, и пониженным — Mn и Fe. Концентрация Mg и Fe в каймах сравнительно постоянна, а Ca и Mn — связана отрицательной корреляцией (рис. 3). Максимум по Ca и минимум по Mn достигаются в 20–30 мкм от края кристалла. На диаграмме Fe–Ca–Mn точки составов кайм заметно смещены относительно линии тренда внутренних зон тех же гранатов (рис. 4).

Данные минеральной термометрии. Расчеты значений температуры метаморфизма выполнены с использованием гранат-биотитового [Перчук, Лаврентьева, 1983] и гранат-ставролитового [Perchuk,

1991] геотермометров. В качестве исходных данных использованы главным образом составы минеральных индивидов, находящихся в непосредственном контакте и без каких-либо признаков нарушения равновесия между фазами. Из-за отсутствия в шлифе Т10-115Б сростаний граната со ставролитом для расчетов взяты составы внешних зон граната, равновесных с парагенезисом основной массы. Величину литостатического давления, используемую в качестве параметра при расчете температуры, принимали равной 3 кбар в соответствии с качественным составом сосуществующих фаз. Оценки по гранат-биотитовым парам, за исключением единичных отклонений, составили: для обр. Т10-115Б — от 560 ± 30 до 600 ± 30 °С, для обр. Т10-109 — от 560 ± 30 до 580 ± 30 °С. Таким образом, значимая разница температуры, рассчитанной для образцов из осевой и краевой зон Кузкуньского поднятия, не выявлена, несмотря на описанные выше различия качественного состава парагенезисов. Гранат-ставролитовый термометр показывает для обр. Т10-115Б большой разброс температуры — от 500 ± 50 до 600 ± 50 °С; этот интервал полностью включает диапазон оценок по гранат-биотитовому равновесию.

Результаты исследований и их обсуждение. Парагенезис наиболее распространенных фаз метаморфитов Куэкувунского поднятия устанавливает сравнительно узкие рамки *PT*-условий его формирования. Равновесие андалузита с минералами амфиболитовой фации ограничивает температуру интервалом 520–640 °С, а давление — интервалом 2,5–4 кбар (рис. 2, Б). Данные минеральной термометрии сужают диапазон оценки температуры до 560–600 °С. Таким образом, условия метаморфизма изученных пород приближаются к таковым для контактовых ореолов крупных среднекоровых интрузивов с расчетным значением геотермического градиента около 60 °С/км.

Область пересечения полей устойчивости ставролита и андалузита на *PT*-диаграмме сравнительно невелика и весьма близка условиям метаморфизма пород Куэкувунского поднятия (рис. 2, Б). Появление и исчезновение ставролита в этом диапазоне температуры и давления контролируется двумя реакциями: 1) гранат + хлорит + мусковит = биотит + ставролит + плагиоклаз + кварц + вода и 2) ставролит + мусковит + кварц = андалузит + биотит + гранат + плагиоклаз + вода [Johnson et al., 2003]. Поскольку вторая из указанных реакций предполагает исчезновение ставролита при изобарическом нагреве (или при изотермической декомпрессии), нельзя однозначно утверждать, что ставролит в изученных парагенезисах служит индикатором повышенных значений температуры. Учитывая, что на размер поля устойчивости реального ставролита существенно влияют состав минерала и валовый состав породы [Johnson et al., 2003], можно предположить, что главные парагенезисы изученных пород находились в равновесии примерно при одной и той же температуре, несмотря на разный качественный состав фаз. Эта гипотеза подтверждается сходными показаниями геотермометров для обр. T10-109 и T10-115Б.

Присутствие в составе изученного метаморфического комплекса горизонтов карбонатных пород и кварцитов, а также реликтовые слоистые текстуры кристаллических сланцев свидетельствуют об осадочной природе протолита. Широкое распространение пород с высоким содержанием актинолита и эпидота (не менее 10–20% изученного разреза куэкувунского комплекса) позволяет предположить граувакковый состав части метаморфизованной толщи. Таким образом, в палеогеографическом отношении породы Куэкувунского поднятия могут быть промежуточным звеном между палеозойскими комплексами Куульского поднятия и выступами фундамента в бассейне р. Канчалан, в 100 км на юг от Куэкувунского поднятия. Породы Куульского блока имеют чисто осадочный состав и лишены явной примеси вулканогенного материала, а палеозойские разрезы на р. Канчалан, наоборот, включают мощные толщи вулканитов (А.В. Варламова с сотр., устное сообщение).

Реликтовые ориентированные текстуры, сохранившиеся в ядрах гранатов, могут быть как следами

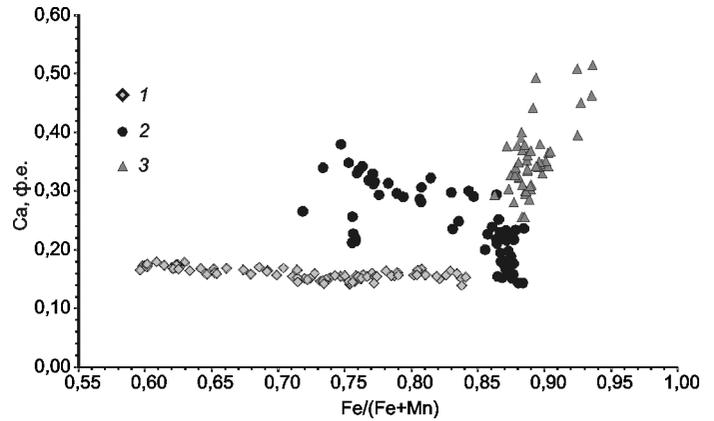


Рис. 4. Диаграмма Fe/(Fe+Mn) — Ca (ф.е.) для гранатов из плагиогнейсов Куэкувунского поднятия: 1 — обр. 109; 2–3 — обр. 115Б (2 — ядро, 3 — кайма)

первичной слоистости протолита, так и остатками текстуры, сформированной в ходе относительно раннего деформационного события (либо на ранних стадиях главного деформационного события).

Немалый интерес представляет вопрос о происхождении кайм в гранатах из осевой зоны Куэкувунского поднятия. С одной стороны, их появление может быть связано с неким поздним локальным метаморфическим событием (например, контактовой природы); с другой — могут быть проявлением зональности единого метаморфического комплекса. По ряду причин первая гипотеза выглядит предпочтительнее. Во-первых, данные минеральной термометрии не выявили значимых различий в температуре формирования главных парагенезисов изученных образцов из краевой и осевой зон Куэкувунского поднятия. Во-вторых, каймы гранатов в обр. T10-115Б отделены от ядер резкой границей (рис. 3). В-третьих, точки составов этих кайм на диаграммах формируют самостоятельный тренд, ориентированный иначе, чем тренд для ядер кристаллов (рис. 4). С этим же предположением согласуются упомянутые ранее сведения о полихронности высокотемпературных процессов в палеозойских комплексах Северной Чукотки [Ползунов и др., 2011]. Однако окончательный ответ на вопрос о возможной полистадийности метаморфизма Куэкувунского поднятия возможно только после получения представительных данных об изотопном возрасте пород и отдельных минеральных индивидов.

Выводы. 1. Протолит метаморфитов Куэкувунского поднятия — толща терригенных и подчиненных по объему карбонатных пород. В источнике терригенно-обломочного материала немалая доля (не менее 10–20%) приходится на магматические породы среднего-основного состава.

2. Минералы главного метаморфического парагенезиса Куэкувунского поднятия сформированы в *PT*-условиях, приближающихся к таковым для областей контактового метаморфизма (температура 560–600 °С, давление 2,5–4 кбар, геотермический градиент около 60 °С/км).

3. Полученные данные свидетельствуют о возможности формирования ядер и кайм гранатов из осевой зоны Куэвуньского поднятия в связи с разными метаморфическими событиями. Вероятный сценарий — возобновление роста гранатов в контактовом ореоле относительно молодого гранитоидного плутона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гельман М.Л., Березнер О.С., Крутоус М.П. и др. Картирование малоглубинных метаморфических комплексов в рудных районах Северо-Востока СССР // Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1980. С. 136–148.

Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.

Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.

Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В. Температурная зависимость коэффициента распределения Fe и Mg в системе биотит–гранат // Биотит–гранат–кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Отв. ред. А.А. Маракушев. М.: Наука, 1983. 197 с.

Ползунов Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Великтенайского и Куэвуньского гранитоидных массивов (арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранитоидного оруденения // Золото северного обрамления Пацифика: Тез. докл. II Междунар. горно-геологического форума. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 170–172.

Тиблов И.В., Милов А.П., Давыдов И.А. О проявлении докембрийского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 95–98.

Тиблов И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки — современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.

Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U–Pb датировки цирконов // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 4. С. 507–510.

Coney P.J., Harms T.A. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression // Geology. 1984. Vol. 12. P. 550–554.

Авторы выражают искреннюю признательность А.Л. Перчуку (геологический факультет МГУ) и И.Л. Жулановой (ФГБУН СВКНИИ ДВО РАН, Магадан) за ценные советы при подготовке статьи.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. Vol. 1A: Orthosilicates. House, Bath: Sec. edit. Geol. Soc. Publ. 1997. 925 p.

Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // Geostand. Newsl. 1980. Vol. 4, N 2. P. 257–258.

Johnson T.E., Brown M., Solar G.S. Low-pressure subsolidus and suprasolidus phase equilibria in the MnNCKFMASH system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, northern Appalachians // Amer. Mineral. 2003. Vol. 88. P. 624–638.

Maruyama S., Masago H., Katayama I. et al. A new perspective on metamorphism and metamorphic belts // Gondwana Res. 2010. Vol. 18. P. 106–137.

Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A. et al. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // Geology and tectonic origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. P. 157–175.

Perchuk L.L. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in metamorphic and magmatic petrology. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. P. 93–111.

Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T. et al. The cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // J. of Volcanology and Geothermal Res. 2012. Vol. 221–222. P. 14–32.

Yardley B.W. An Introduction to Metamorphic Petrology. Harlow, Essex: Longman Scientific & Technical, 1989. 248 p.

Поступила в редакцию
16.05.2012