

ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВЫЕ И ЛАВСОНИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Южный Урал)

П.М. Вализер, А.И. Русин*, А.А. Краснобаев*, И.И. Лиханов**

Ильменский государственный заповедник им. В.И. Ленина УрО РАН, 456317, Миасс, Ильменский заповедник, Россия

** Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620075, Екатеринбург, пер. Почтовый, 7, Россия*

*** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На основе новых петрологических и изотопно-хронологических данных рассматривается вопрос о природе гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород, в минеральных парагенезисах которых присутствуют очень редкие Fe-Ca гранаты. Эти породы, ассоциированные с антигоритовыми серпентинитами, не имеют аналогов среди других единиц максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса и относятся к самостоятельной «мафит-ультрамафитовой» единице. Особенности химического и минерального составов гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород позволяют рассматривать их как высокобарические образования глубинной зоны континентального рифта, испытавшие при декомпрессионном подъеме метасоматические преобразования, а при коллизии типа дуга—континент включенные в состав аккреционного Максютковского блока. U-Pb цирконовые данные указывают на позднерифейско-нижнепалеозойский возраст (824 и 440—470 млн лет) кристаллизации гранат-клинопироксеновых пород, а Ar-Ar датирование белых слюд (341 ± 2 млн лет) отражает время объединения всех структурно-вещественных единиц максютовского комплекса.

Гранат-клинопироксеновые породы, лавсонитсодержащие породы, изотопный возраст, максютовский комплекс.

GARNET-PYROXENE AND LAWSONITE-BEARING ROCKS OF THE MAKSYUTOV COMPLEX (South Urals)

P.M. Valizer, A.I. Rusin, A.A. Krasnobae, and I.I. Likhanov

The new petrological and geochronological data are used to constrain the nature of garnet-clinopyroxene and lawsonite-bearing rocks, which contain a rare variety of Fe-Ca-rich garnets. These rocks associated with antigorite serpentinites have no equivalents in the other units of the Maksyutov eclogite-glaucophane schist complex and, thus, can be regarded as a separate “mafic-ultramafic” unit. Based on their mineral and chemical composition, the garnet-clinopyroxene and lawsonite-bearing rocks can be interpreted as HP associations formed within a deep continental rifting setting. They experienced a series of metasomatic alterations during decompression exhumation and were accreted to the Maksyutov Complex as a result of the arc-continent collision. The U-Pb zircon data indicate that a Late Riphean-Lower Paleozoic age (824 and 440–470 Ma) was a crystallization age of garnet-clinopyroxene rocks and Ar-Ar white mica age (341 ± 2 Ma) represents the timing of the final accretion of all structural unit to the Maksyutov Complex.

Garnet-clinopyroxene rocks, lawsonite-bearing rocks, isotopic age, Maksyutov complex

ВВЕДЕНИЕ

Эклогиты и богатые кальцием гранат-клинопироксеновые породы в ассоциации с ультрамафитами установлены во многих высокобарических комплексах коллизионных орогенов [Evans et al., 1981; Morten et al., 1985; Удовкина, 1985; Blake et al., 1995; Докукина и др., 2012; Шацкий и др., 2012; Щипанский и др., 2012а,б]. Характерной особенностью их минерального состава является присутствие высококальциевых пироп-альмандиновых гранатов в парагенезисах с Na-Ca и Na пироксенами. Альмандин-гроссуляровые гранаты с незначительной примесью пиропового компонента в эклогитовых комплексах обнаруживаются сравнительно редко [Соболев, 1964; Добрецов и др., 1974], и вопрос о природе пород, включающих такие гранаты, и условиях их образования вызывает дискуссии. В максютовском комплексе альмандин-гроссуляровые гранаты в парагенезисе с диопсидом и омфацитом были обнаружены в гранат-клинопироксеновых и гранат-лавсонит-хлоритовых породах, выделявшихся в самостоятельную группу «кальциевых» эклогитов [Ленных, 1977]. Обсуждалась возможность формирования этих пород в

сходных *PT*-условиях с различными типами эклогитов нижней единицы. Н.Л. Добрецовым гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы рассматривались как продукты метасоматического преобразования габброидов и родингитов в контакте с серпентинитами и относились к особому типу — метагаббро-гипербазитовой ассоциации [Добрецов, 1974; Dobretsov et al., 1996].

В максютовском комплексе установлено более десятка зон разнообразных известково-силикатных пород в ассоциации с антигоритовыми серпентинитами [Ленных, Вализер, 1980, 1986]. Результаты геологического, петролого-минералогического и изотопно-геохронологического исследования, полученные в последние годы, позволяют внести существенные коррективы в представления об их природе.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс расположен в юго-восточной части западного склона Южного Урала и представляет собой узкий тектонический блок шириной 12—16 км, протяженностью более 180 км, характеризующийся сложной складчато-надвиговой структурой (рис. 1) и многоэтапной историей метаморфизма. Восточной его границей является серпентинитовый меланж Главного уральского разлома, к востоку от которого развиты девонские известково-щелочные вулканы Магнитогорской островной дуги, перекрытые в приразломной зоне отложениями зилаирского флиша (D_3-C_1). Западным ограничением максютовского комплекса служит Янтышевско-Юлукский надвиг, отделяющий его от кварцито-сланцевых толщ суваньякского комплекса, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и разрезов осадочных пород пассивной окраины Восточно-Европейского крана.

В пределах комплекса было принято [Вализер, Ленных, 1988; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; и др.] выделять две тектонически совмещенные структурно-вещественные единицы («серии»): нижнюю — «субконтинентальную» и верхнюю — «офиолитоподобную».

Нижняя единица — существенно терригенная, сложена разнообразными кварцитами (аркозовыми, слюдяными, графитистыми) и слюдяно-кварцевыми сланцами, содержащими фенгит, гранат, Na и Ca-Na амфиболы (глаукофан, кроссит, рибекит, барруазит и др.), омфациит, хлормеланит, лавсонит, кластогенные микроклин и кианит. Протолитами этих пород были среднерифейские рифтогенно-депрессийные толщи, испытавшие высокобарический метаморфизм. Подчиненное значение в составе нижней единицы имеют метамагматические породы, представленные пластами и линзами разнообразных гранат-клинопироксеновых эклогитов (диопсид-жадеитовых, «ка-

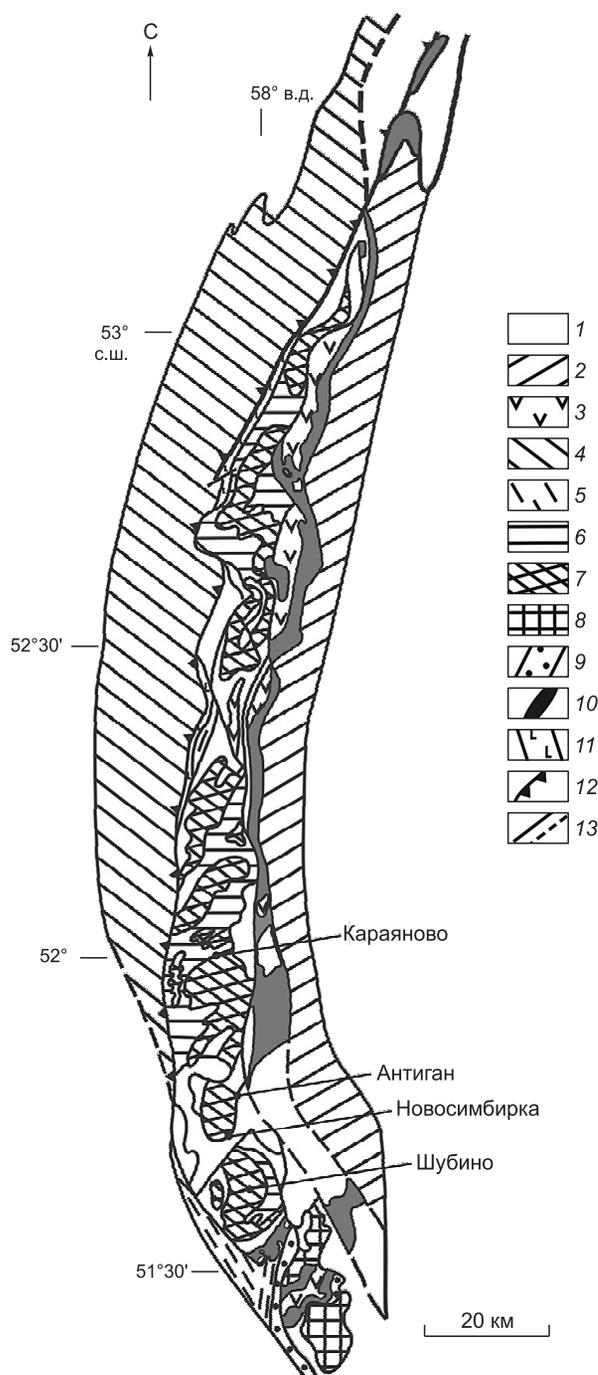


Рис. 1. Структурная схема максютовского комплекса [Lennykh, Valizer, 1999].

1 — мезозойские и кайнозойские отложения, 2 — зилаирский флиш (D_3-C_1), 3 — силурийские отложения и вулканы, 4 — кварцито-сланцевые толщи суваньякского комплекса, 5 — бластомилониты, 6 — верхняя осадочно-вулканогенная единица максютовского комплекса, 7 — нижняя эклогитсодержащая единица максютовского комплекса, 8 — ультрамафиты Халиловского массива, 9 — амфиболиты, 10 — серпентиниты и серпентинитовый меланж, 11 — диабазовые дайки, 12 — Янтышевско-Юлукский надвиг, 13 — тектонические нарушения.

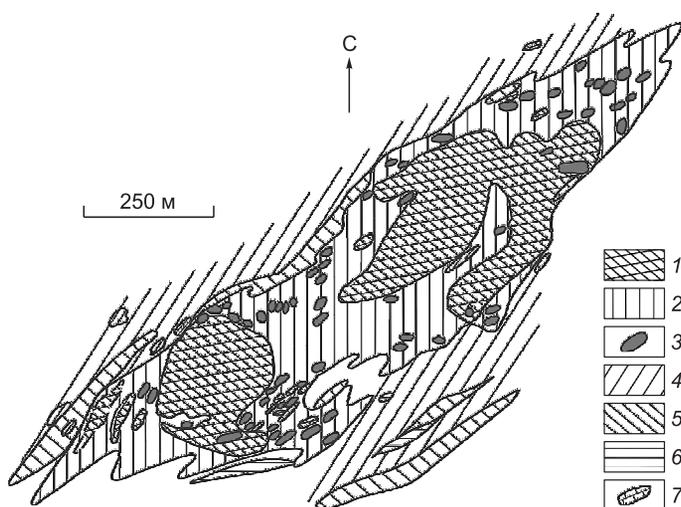
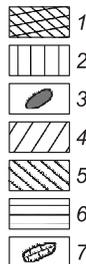


Рис. 2. Схематическая геологическая карта фрагмента меланжа в районе д. Караяново.

1 — антигоритовые серпентиниты, 2 — зона меланжа, 3 — гранат-клинопироксеновые и гранат-лавсонитовые породы, 4—7 — верхняя единица: 4 — зеленокаменные породы, зеленые сланцы, метаморфизованные горнблендиты, габбро, диабазы, 5 — графитистые кварциты; 6 — слюдяные сланцы, 7 — мраморы.



ринтиновых» и др.), иногда интенсивно глаукофанизированных, и гранат-глаукофановых, хлормеланитовых и жадеитовых эклогитоподобных пород. Наиболее выразительная особенность метаморфизма нижней единицы — это парагенетическая и изотопная рав-

новесность эклогитов и вмещающих метатерригенных пород [Русин, 2007]. Особое место в этом подразделении принадлежит относительно редким блокам UHP (ultrahigh-pressure) метагипербазитов, содержащим критический парагенезис форстерит + энстатит + магнезит + титаноклиногумит [Вализер и др., 2011].

Верхняя единица, осадочно-вулканогенная, представлена зеленокаменными породами и зелеными сланцами, составляющими более 50 % ее объема, а также графитистыми кварцитами, слюдяно-кварцевыми и стильномелановыми сланцами с линзами мраморов, в которых были обнаружены палеозойские конодонты. Эклогиты в верхней единице отсутствуют, а метаморфизм пород отвечает винчит-зеленосланцевой фации. Породы верхней единицы в южной и средней частях комплекса слагают полосы северо-восточного простирания, разделенные выходами пород нижней эклогитсодержащей единицы (см. рис. 1).

В основании разреза верхней единицы в ряде мест сохраняются фрагменты серпентинитового меланжа, прослеживающегося в виде полос шириной до 1 км и протяженностью до 4—5 км (рис. 2). Сложены они линзовидными, реже неправильными по форме телами антигоритовых серпентинитов, частично преобразованными в тальковые, хлорит-тальковые, актинолитовые и другие породы. Протяженность таких тел может достигать нескольких километров, хотя преобладают более мелкие тела. В зонах деформации антигоритовых серпентинитов присутствуют многочисленные включения, представленные гранат-клинопироксеновыми и лавсонитсодержащими породами, а также относительно редкие включения графитистых кварцитов и зеленокаменных пород, имеющих сходство с породами верхней единицы.

Выходы гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород слагают хорошо выраженные в рельефе шаровые и глыбообразные тела размером до нескольких десятков метров (см. рис. 3, а). В отдельных телах наблюдается концентрическая биметасоматическая зональность. От контакта с гранат-клинопироксеновой породой выделяются гранат-лавсонит-клиноцоизитовая, лавсонит-хлоритовая и хлоритовая зоны. В некоторых телах такая зональность асимметрична. За хлоритовой зоной, непосредственно примыкающей к антигоритовым серпентинитам, в разных участках могут быть развиты гранат-хлоритовые или гранат-лавсонитовые разновидности. Мощность хлоритовых зон достигает нескольких десятков сантиметров, мощность других зон в разных телах различна и изменяется от нескольких сантиметров до 10 м и более (см. рис. 3, б—д). При этом границы зон резкие, иногда извилистые. Такие соотношения позволяют полагать, что протолитами лавсонитсодержащих ассоциаций были не горнблендиты или зеленокаменные метабаазиты, в которых метасоматические преобразования не проявлены, а гранат-клинопироксеновые породы. Следует отметить, что формирование метасоматического ореола вокруг тел гранат-клинопироксеновых пород сопровождалось неоднократными деформациями и формированием гранатитовых, гранат-лавсонитовых и лавсонит-хлоритовых жил, а также поздними метасоматическими преобразованиями, выражающимися в замещении крупных кристаллов лавсонита клиноцоизитом, кальцитом, гранатом, альбитом, белой слюдой и другими минералами.

Изотопно-хронологические данные, полученные U/Pb, Sm/Nd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb/Sr методами для эклогитов и глаукофановых сланцев нижней единицы, послужили основанием для вывода о связи высокобарического метаморфизма максютовского комплекса с коллизией Магнитогорской островной дуги и утоненной окраины Восточно-Европейского континента [Matte et al., 1993; Щацкий и др., 1997; Beane, Connelly, 2000; Glodny et al., 2002; Лепезин и др., 2006]. В интерпретации возрастных данных, охватыва-

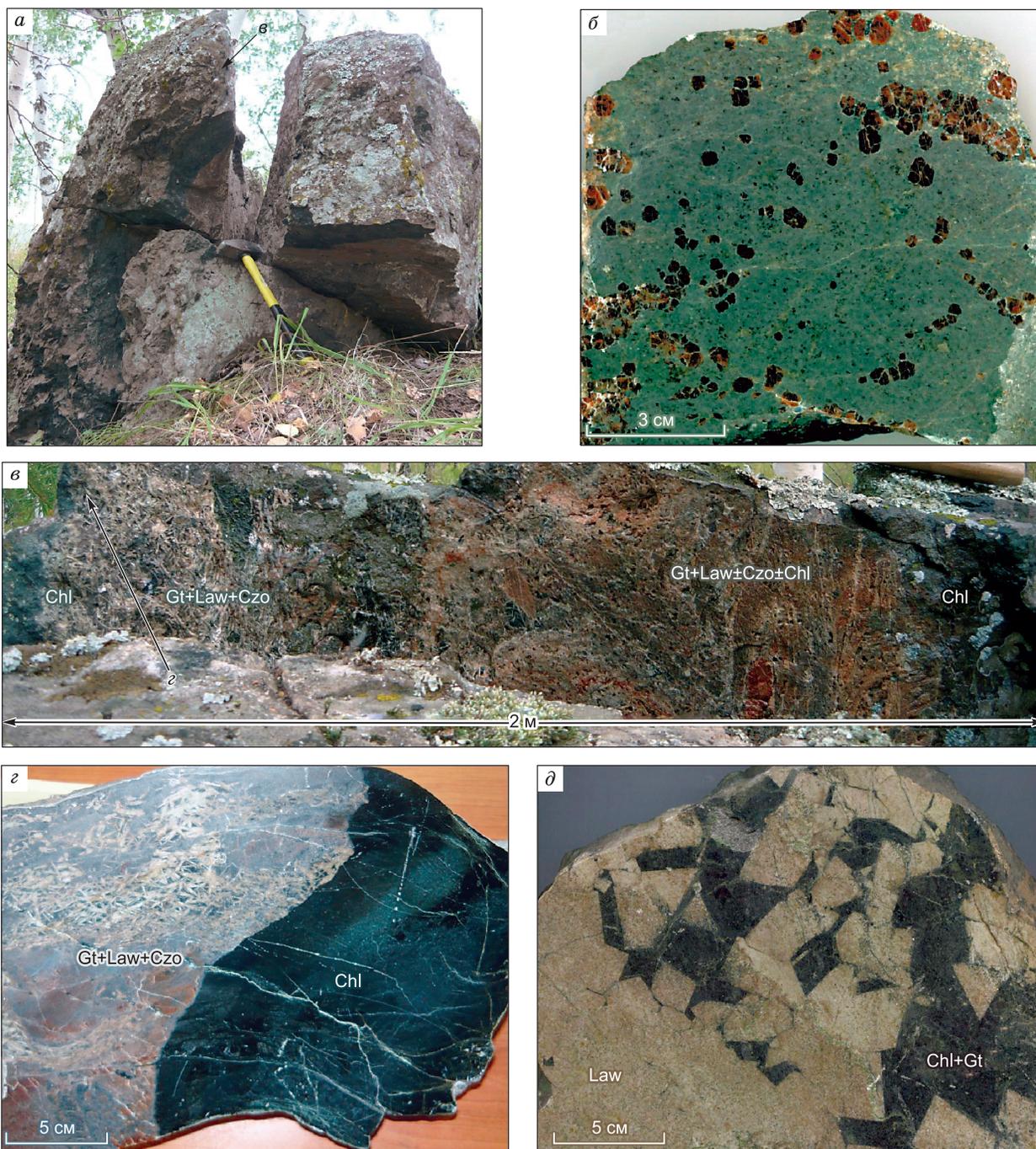


Рис. 3. Структура тела гранат-пироксен-лавсонитсодержащих пород.

a — будина в серпентините, *б* — гранат-пироксеновая порода из центральной части тела, *в* — срез по периферии и оторочке тела, *г* — гранат-лавсонит-хлоритовая порода с хлоритовой оторочкой, *д* — крупные кристаллы лавсонита в гранат-хлоритовом матриксе из периферии тела. Минералы: Ab — альбит, Alm — алмадин, Amp — амфибол, An — анортит, And — андрадит, Aug — авгит, Ca — кальцит, Chl — хлорит, Czo — клиноцоизит, Di — диопсид, Grs — гроссуляр, Gt — гранат, Jd — жадеит, Ku — кианит, Law — лавсонит, Ms — мусковит, Omp — омфациит, Ph — фенгит, Pl — плагиоклаз, Px — пироксен, Qtz — кварц, Sps — спессартин.

вающих интервал от 365 до 389 млн лет, главное внимание было уделено обсуждению геологического смысла согласующихся датировок (370—380 млн лет). Наряду с заключением [Matte et al., 1993] о близости их к пику высокобарического метаморфизма, высказывались мнения, что они фиксируют не только прогрессивный метаморфизм, но и быструю эксгумацию (охлаждение). Возможность проявления

УНР коэситового метаморфизма предполагалась для более ранней стадии во временном интервале от 375 до 400 млн лет [Beane, Connelly, 2000; Leech, Ernst, 2000; Добрецов, 2000]. В то же время на основе высокоточных Rb-Sr минеральных изохрон было сделано заключение [Glodny et al., 2002; Русин, 2007], что реакции эклогитизации в нижней единице максютовского комплекса не были растянуты во времени, а представляли кратковременный процесс, связанный с активностью флюидов, четко датируемый значением 375.1 ± 1.8 млн лет. Это средневзвешенное значение, полученное по девяти изохронам для эклогитов, глаукофановых сланцев и ассоциациям разнообразных гидротермальных жил, трактуется как истинный возраст эклогитовой кристаллизации.

Датировки, полученные U-Pb методом по цирконам и рутилам из пород нижней единицы (2350—1490 и 545—440 млн лет), позволяют говорить о длительной докембрийской предыстории максютовского комплекса [Краснобаев и др., 1998; Вализер и др., 2011], связанной с заложением и развитием Уральского подвижного пояса [Ivanov et al., 1986].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором в лаборатории КМИИ Института минералогии (аналитик В.А. Котляров). Ускоряющее напряжение 20 КВт, ток на образце $H \cdot 10^{-10}$ А. Стандарты: AstJMEХ scientific Limited MJN 25—53 Mineral Mount serial № 01—044. Химические анализы породы и слюды получены атомно-абсорбционным методом в лаборатории ИГЗ УрО РАН (аналитики Г.К. Звонарева, Л.А. Ганеева). Применялись государственные стандарты образцов (в мас. %): $SiO_2 = 61.66$, $TiO_2 = 1.19$, $Al_2O_3 = 61.66$, $Fe_2O_3 = 4.65$, $FeO = 3.45$, $MnO = 0.19$, $CaO = 3.54$, $Na_2O = 6.16$, $K_2O = 4.28$, $P_2O_5 = 0.33$. Содержания РЗЭ и РЭ определялись на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN-9000 в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик». U-Pb возраст цирконов определен на микрозонде SHRIMP-II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике [Williams, 1998]. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (АЦ ИГМ, Новосибирск, аналитик А.В. Травин) по стандартным процедурам, описанным нами ранее [Лиханов и др., 2011].

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Гранат-клинопироксеновые породы, слагающие линзовидно-шаровые и глыбообразные включения в серпентинитовом меланже, сопровождаются мощными ореолами разнообразных лавсонитсодержащих пород. Геологическое картирование этих ореолов позволяет обнаруживать в них хорошо сохранившиеся фрагменты биметасоматической зональности, сформированной при высокой активности кальция и щелочей. Гранатовые, цоизитовые и хлоритовые разновидности лавсонитсодержащих пород пространственно связаны с телами гранат-клинопироксеновых пород, а хлоритовые, гранат-хлоритовые и хлорит-цоизитовые породы, не содержащие лавсонита, характеризуются приуроченностью к контактам антигоритовых серпентинитов. В отдельных участках такая закономерность иногда нарушается поздними деформациями, сопровождающимися формированием разнообразных гидротермальных и гидротермально-метасоматических жил. Исключение поздних преобразований позволяет наметить следующую последовательность минеральных ассоциаций, приведших к формированию ореолов лавсонитсодержащих пород:

1. Alm – Grs + Di; 2. Alm – Grs + Di + Omp + Law \pm Czo \pm Ky; 3. Grs – Alm + Omp + Czo + Ph + Chl \pm Ca \pm Ab; 4. Chl + Czo + Ms \pm Ca \pm Ab.

Гранат-клинопироксеновые породы сохраняются в центральных частях будинообразных тел. Это плотные темно-зеленого цвета породы, массивной текстуры, с переменным количеством (10—30 %) порфиробластов высококальциевого граната, содержащего от 48 до 73 мол. % гроссуляра. Матрикс состоит главным образом из зерен зеленоватого клинопироксена (диопсида), имеющих неправильную или изометричную форму (см. рис. 3, б). Клинопироксены характеризуются очень высокой магнезиальностью (Mg# 82—84 %). Подобная ассоциация среди гранат-клинопироксеновых пород нижней эклогитсодержащей единицы максютовского комплекса отсутствует. В минеральном составе гранат-клинопироксеновых тел отмечается присутствие клиноцоизита, хлорита, титанита, встречаются кианит, альбит и кальцит. Появление этих минералов не сказывается на внешнем облике породы. Резкие границы и смена парагенезисов отчетливо проявляются лишь в зональном метасоматическом ореоле.

Гранат-лавсонит-хлоритовые и лавсонит-хлоритовые породы характеризуются разнообразием структурно-текстурных особенностей, минеральных парагенезисов и количественных соотношений минералов. Породы обладают различной зернистостью, имеют массивную, реже полосчатую текстуру и порфиробластовую структуру. Порфиробласты представлены различными псевдоморфозами по лавсониту размером от 0.5 до 1—2 см и крупными зернами граната переменного состава. В основной массе присутствуют реликтовые (диопсид, альмандин-гроссуляр) и новообразованные зерна гроссуляр-аль-

мандинового граната и омфацита, призматические и игольчатые кристаллы клиноцоизита, лавсонит, хлорит и белая слюда. Часто обнаруживаются жилкообразные выделения и пятна мелкозернистых гранатитов и цоизит-хлоритовых пород, содержащих очень крупные идиоморфные кристаллы лавсонита, замещенные полиминеральными ассоциациями (см. рис. 3, д). В составе псевдоморфоз по лавсониту присутствуют гранат, клиноцоизит, пумпеллиит, мусковит-фенгит, реже альбит, кварц, кальцит и омфацит. Минеральный состав псевдоморфоз очень сильно меняется, иногда даже в пределах одного образца.

Гранат-хлоритовые породы имеют высокое (до 30 %) содержание граната, «погруженного» в хлоритовую массу, присутствует в незначительном количестве клинопироксен и клиноцоизит.

В хлоритовых породах в небольших количествах присутствуют клиноцоизит, мусковит, альбит и кальцит.

МИНЕРАЛЫ

Изучены минералы из зональной будины, в которой гранат-клинопироксеновая порода образует центральную зону, а гранат-лавсонит-хлоритовая порода — периферическую (табл. 1).

Гранат в гранат-клинопироксеновой породе представлен порфиробластами размером 1—4 мм, распределен неравномерно и составляет около 5 % объема породы. По составу отвечает альмандин-гроссуляру (см. табл. 1, № 1, 2). Центральная часть кристалла не содержит включений и характеризуется повышенным содержанием гроссуляра (до 56 мол. %) и низким пиропового компонента (1.6—3.4 мол. %). Количество спессартина изменяется от 2 до 13 мол. %. Периферия кристалла наполнена включениями диопсида, имеет слабовыраженную зональность, обусловленную замещением марганца на магний и кальций или железо и кальций (рис. 4, а). В лавсонитсодержащих породах в краевых частях зерен граната, контактирующих с омфацитом и вокруг включений омфацита ($\text{Na}_2\text{O} = 6.7\text{—}9.2$ мас. %), уменьшается кальциевость ($\text{Ca} \# 33\text{—}44$ %) и гранаты приобретают состав гроссуляр-альмандинов (см. табл. 1, № 3а, 3б). После появления парагенезиса омфацит + гроссуляр-альмандин происходит кристаллизация фенгита в основной массе пород, порфиробластах лавсонита и гидротермальных прожилках. В гранат-хлоритовой породе гранат образует крупные (3—6 мм) порфиробласты, скопления и прожилки, составляет до 30—40 % объема породы. Кристаллы имеют слабовыраженную зональность, проявляющуюся в замещении железа на кальций от центра к краю, и высокое содержание гроссуляра ($c = \text{Gr}_{50}\text{And}_2$, $r = \text{Gr}_{54}\text{And}_3$), сопоставимое с гранатами гранат-клинопироксеновой породы.

Следует отметить, что гранаты гранат-клинопироксеновых пород максютовского комплекса относятся к очень редкой группе альмандин-гроссуляровых гранатов. Подобные гранаты были впервые об-

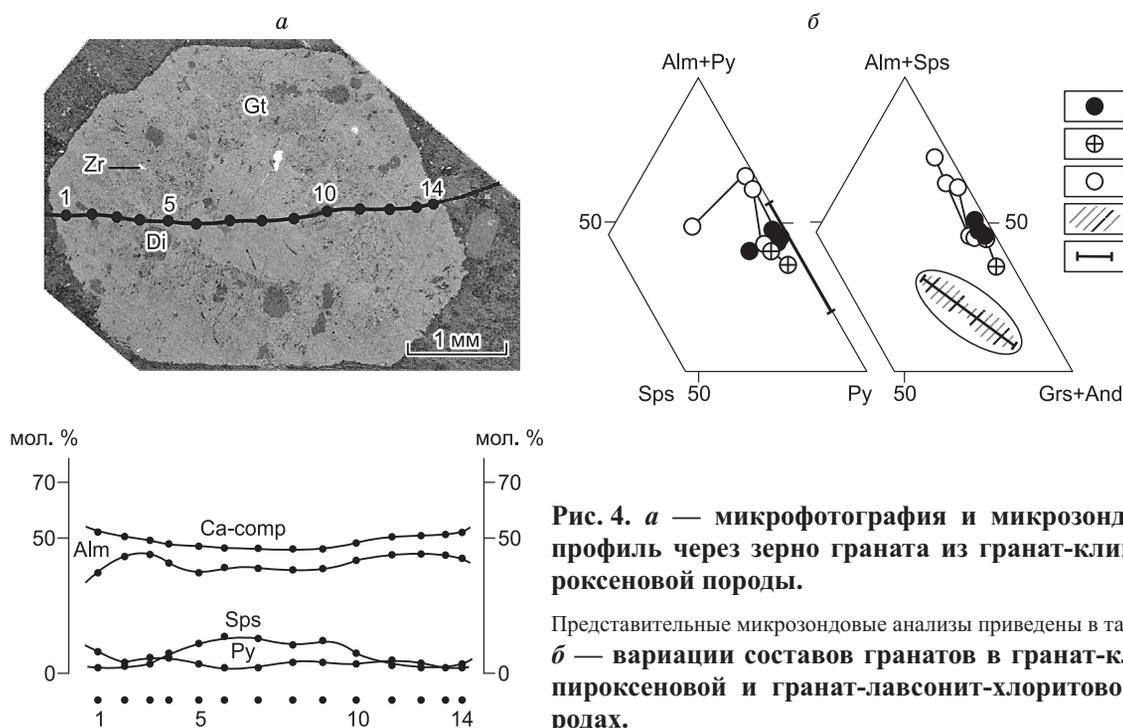


Рис. 4. а — микрофотография и микрозондовый профиль через зерно граната из гранат-клинопироксеновой породы.

Представительные микрозондовые анализы приведены в табл. 1. **б** — вариации составов гранатов в гранат-клинопироксеновой и гранат-лавсонит-хлоритовой породах.

1 — из гранат-клинопироксеновой породы (центральная часть будины), 2 — из гранат-клинопироксеновой породы (оторочка будины), 3 — из гранат-лавсонит-хлоритовой породы, 4, 5 — тр. Загадочная [Соболев, 1974]: 4 — из гросспидитов, 5 — из дистеновых эклогитов. Контуром выделено поле гранатов известково-силикатных пород Кокчетавского комплекса [Sobolev et al., 2011].

Таблица 1. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов гранат-клинопироксеновых и гранат (лавсонит)-хлоритовых пород (мас. %)

Компо- нент	1							2								
	Gt	Gt	Di	Di	Czo	Chl	Cal	Gt	Di	Omp	Omp	Cal	Chl	Ms	Gt	
	c	r	c	r				c	r	c	r					
SiO ₂	38.1	38.3	53.4	52.3	39.4	33.4	0.00	38.0	51.9	53.8	52.6	0.00	29.0	49.7	38.1	38.4
TiO ₂	0.21	0.13	0.45	0.41	0.02	0.00	0.00	0.23	0.45	0.10	0.09	0.00	0.00	0.42	0.36	0.23
Al ₂ O ₃	22.7	21.5	3.83	4.03	27.5	17.3	0.00	20.0	3.26	8.35	10.5	0.00	20.2	30.4	21.5	21.8
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.16	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.0	19.7	5.85	6.33	7.93	14.5	0.14	21.2	6.21	7.72	9.29	0.82	20.5	1.81	17.4	17.9
MnO	5.43	1.18	0.20	0.32	0.00	1.29	0.29	1.00	0.08	0.16	0.35	0.10	0.16	0.00	4.32	1.67
MgO	0.62	0.88	15.5	18.6	0.20	22.8	0.00	0.65	16.8	7.97	7.01	0.00	20.9	4.64	0.43	1.08
CaO	15.7	18.3	18.3	17.5	23.3	1.05	55.7	18.8	20.9	13.6	13.3	55.2	0.48	0.00	17.8	18.7
Na ₂ O	0.00	0.00	2.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.68	6.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.05	0.08	0.00	0.00	10.2	0.00	0.00
Σ	99.76	99.99	99.73	99.82	98.35	90.34	56.13	99.88	99.60	99.43	99.63	56.12	91.24	97.18	99.91	99.78

Коэффициенты кристаллохимической формулы

Si	3.00	3.00	1.94	1.91	2.79	3.27	0.00	3.00	1.91	1.93	1.91	0.00	2.85	3.16	3.00	3.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01
Al	2.11	1.99	0.16	0.17	2.44	2.00	0.00	1.86	0.14	0.34	0.45	0.00	2.35	2.28	1.99	2.01
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.12	1.29	0.18	0.19	0.50	1.19	0.00	1.40	0.19	0.23	0.28	0.01	1.68	0.10	1.15	1.17
Mn	0.36	0.08	0.01	0.01	0.00	0.11	0.00	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.29	0.11
Mg	0.07	0.10	0.84	1.01	0.02	3.33	0.00	0.07	0.92	0.43	0.38	0.00	3.06	0.44	0.05	0.13
Ca	1.33	1.53	0.71	0.69	2.25	0.10	1.00	1.59	0.83	0.52	0.52	0.99	0.05	0.00	1.50	1.57
Na	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.45	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.00	0.00
Mg#	5.9	7.2	82.4	84.2	17*	73.7	—	4.8	82.9	65.2	57.6	—	64.6	81.5	4.2	10.0
Ca#	46.2	51.0	40.8	36.3	—	—	—	53.0	42.8	43.7	43.7	—	—	—	50.2	52.7

Компо- нент	3а					3б					4	5	6		
	Omp	Gt	Gt	Gt	Ms	Omp	Gt	Gt	Gt	Gt	Ms	Ms	Ms	Ph	
		c	r	k	c		r	c	i	r					
SiO ₂	52.1	37.3	37.6	38.1	47.7	53.8	37.5	38.1	37.5	37.4	37.8	45.2	45.6	45.9	50.0
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.13	0.05	0.71
Al ₂ O ₃	13.0	20.9	20.9	21.2	30.8	11.3	19.8	20.3	20.2	20.0	20.3	34.1	34.2	34.4	26.7
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.9	21.0	28.8	20.2	1.51	12.2	27.1	20.1	23.2	28.4	22.0	1.17	0.92	0.88	3.11
MnO	0.71	11.8	0.87	1.69	0.05	0.15	1.92	2.93	6.63	1.26	2.94	0.00	0.00	0.00	0.05
MgO	5.29	0.79	1.05	1.22	1.81	4.13	0.77	1.35	0.78	0.83	0.80	0.99	1.19	1.00	4.26
CaO	8.58	8.24	10.8	17.4	0.58	11.6	12.8	17.3	11.7	12.1	15.9	0.44	0.58	0.45	0.99
Na ₂ O	9.19	0.00	0.00	0.00	0.48	6.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.78	0.57	0.32
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	10.8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.8	10.6	11.0	10.3
Σ	99.77	100.03	100.02	99.81	94.06	99.83	99.89	100.08	100.01	99.99	99.74	93.99	94.00	94.25	96.44

Коэффициенты кристаллохимической формулы

Si	1.86	3.00	3.00	3.00	3.24	1.98	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.06	3.09	3.11	3.30
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04
Al	0.55	1.98	1.97	1.96	2.47	0.49	1.87	1.88	1.90	1.89	1.90	2.73	2.73	2.74	2.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.33	1.41	1.92	1.32	0.09	0.37	1.81	1.32	1.55	1.90	1.46	0.07	0.05	0.05	0.17
Mn	0.02	0.81	0.06	0.11	0.00	0.01	0.13	0.20	0.45	0.09	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00

Компонент	3а					3б						4	5	6	
	Omp	Gt	Gt	Gt	Ms	Omp	Gt	Gt	Gt	Gt	Gt	Ms	Ms	Ms	Ph
		<i>c</i>	<i>r</i>	<i>k</i>			<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>i</i>	<i>r</i>				
Mg	0.28	0.10	0.13	0.14	0.18	0.23	0.09	0.16	0.09	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10	0.42
Ca	0.33	0.70	0.92	1.47	0.04	0.46	1.10	1.44	1.01	1.02	1.34	0.03	0.04	0.03	0.07
Na	0.63	0.00	0.00	0.00	0.06	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.10	0.07	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	0.91	0.95	0.87
Mg#	45.9	6.6	6.3	9.6	6.67	38.3	4.7	10.8	5.5	5.0	6.4	58.8	70.6	66.7	71.2
Ca#	34.4	23.2	30.6	49.00	—	43.0	35.1	46.3	32.6	33.0	43.4	—	—	—	—

Примечание. 1 — гранат-клинопироксеновая порода, обр. макс.-2/10 (центральная часть тела), район д. Караяново-Утарбаево; 2 — хлоритизированная гранат-клинопироксеновая порода, обр. макс.-2а/10 (оторочка тела), там же; 3 — гранат-лавсонит-хлоритовая порода, обр. макс.-3/10 (оторочка тела): а — псевдоморфоза по кристаллу лавсонита, б — матрикс; 4 — гранат-лавсонитовая порода, обр. 1818-3, район д. Ишаново; 5 — лавсонит-хлоритовая порода, обр. 87-52, район п. Антинган, б — жилки светлой слюды в хлоритовой оторочке тел — гранат-клинопироксеновых пород, обр. 87-24, 87-25, район д. Караяново-Утарбаево; Mg# = Mg/(Mg + Fe) 100 % (Gt, Cpx, Ph, Ms, Chl), Ca# = Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn) 100 %, *c* — центр зерна, *i* — середина зерна, *r* — край зерна, *k* — кайма зерна.

* F = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al) 100 % (Czo).

наружены в метасоматически измененных диопсид-анортитовых породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [Соболев, 1964]. Предполагалось, что аналогами этих пород в эклогитовой фации могут быть гроспидиты. Последующие исследования глубинных включений в кимберлитах Якутии [Соболев и др., 1966; Соболев, 1974] позволили показать, что гроспидиты и ассоциированные с ними кианитовые эклогиты обладают специфическими особенностями химического и минерального состава. К гроспидитам были отнесены высокоглиноземистые породы (Al₂O₃ около 30 мас. %) с высококальциевыми гранатами, содержащими более 50 % гроссуляра. Было установлено, что разрыв смесиности в пироп-гроссуляровых сериях гранатов отсутствует, а содержание в них кальциевого компонента коррелируется с натриевостью сосуществующих клинопироксенов. В гроспидитах увеличение содержания Na₂O в клинопироксенах сопровождается возрастанием кальциевости сосуществующих гранатов, а в кианитовых эклогитах наблюдается противоположная тенденция. Эта универсальная закономерность подтверждена представительными данными по глубинным ксенолитами из кимберлитовых трубок различных регионов [Доусон, 1983].

Большое значение для понимания природы высококальциевых пироп-гроссуляровых гранатов имели исследования Кокчетавского массива [Шацкий и др., 2006; Sobolev et al., 2011]. Было установлено, что гранаты, сопоставимые по компонентному составу с гранатами глубинных ксенолитов, могут кристаллизоваться в ультравысокобарических условиях за счет глинисто-карбонатных (известково-силикатных) пород корового генезиса. Как и в глубинных ксенолитах, содержание в них пиропового компонента обычно не опускается ниже 10—12 %. Предполагается [Соболев, 1974; Доусон, 1983], что менее магнезиальные Fe-Са гранаты должны кристаллизоваться в иных условиях и при более низких *PT*-параметрах. Уральские данные дают основания полагать, что высококальциевые гранаты с незначительной примесью пиропового минала могут образовываться в различных типах метаморфических комплексов. Такие гранаты, кроме максютовского комплекса, были обнаружены в голубосланцевых зонах Кваркушского поднятия (Pyr₂₋₃Grs₂₉₋₃₅), метагранитоидах и кварц-полевошпатовых гнейсах (Pyr₁₋₁₀Grs₂₇₋₃₇), а также гидротермальных гранат-цоизитовых жилах (Pyr₂₋₇Grs₃₉₋₅₆) марункеуского эклогит-гнейсового комплекса [Удовкина, 1985; Русин, 2007]. По компонентному составу они существенно отличаются от гранатов из эклогитов нижней единицы максютовского комплекса, в которых содержание гроссуляра изменяется от 18 до 34 мол %, а пироп — от 10 до 27 мол. % [Вализер, 2011].

В лавсонит-хлоритовой породе гранат присутствует в виде включений в кристаллах лавсонита и хлоритовом матриксе (см. табл. 1, № 3а, 3б). Гранат в псевдоморфозах по лавсониту представлен мелкими (1—2 мм) с хорошей огранкой зональными кристаллами состава гроссуляр-спессартин-альмандин в центральной зоне и альмандин-гроссуляр в кайме (*c* — Sps₂₇Grs₂₃And₁, *r* — Alm₄₁Grs₄₇And₂). В матриксе гранат более разнообразен по составу (*c* — Alm₅₈Grs₃₂And₂, *r* — Alm₄₀Grs₄₆And_{2,5}; *c* — Alm₆₀Grs₂₆And₃, *r* — Alm₅₇Grs₃₆And_{2,5}; *c* — Sps₁₅Grs₃₂And₂, *r* — Alm₄₄Grs₄₄And₂) — спессартин-гроссуляр-альмандин — гроссуляр-альмандин (см. рис. 4, б).

Клинопироксен в гранат-клинопироксеновой породе отвечает диопсиду. Он присутствует как включения в альмандин-гроссуляре, так и в матриксе. Диопсид во включениях в гранате в центральной

части зерен характеризуется повышенными содержаниями алюминия (Al^{VI} 0.10—0.12 к.ф.) и иногда натрия (до 0.14 к.ф.), а в краевых зонах более магнезиален (Mg # 84 %) и не содержит натрия. Зерна диопсида окружены каймами, представленными кальцитом, хлоритом, кальцитом + хлоритом + альбитом и клиноцоизитом, омфацитом (см. табл. 1). Диопсид в матриксе по составу соответствует краевым зонам диопсида в гранате. Омфацит ($Na_2O = 6.41—9.19$ мас. %) характерен для лавсонитсодержащих пород. Он развит как в виде кайм реликтовых зерен диопсида, так и в виде отдельных мелких (до 15 мк) неправильной формы зерен в гранате и матриксе. В сравнении с диопсидом он характеризуется пониженной магнезиальностью (Mg # 38—65 %) и сходными значениями кальциевости (Ca # 35—44 %). В контактирующих с омфацитом зернах граната содержание гроссуляра составляет 23—27 %, а с диопсидом — 44—56 %. В составе омфацита отмечается высокое содержание авгитового (65—59 мол. %) и относительно низкое (34—41 мол. %) жадеитового компонентов (см. табл. 1). Для омфацита в гранат-хлоритовой и гранат-лавсонит-хлоритовой породе наблюдается колебание состава от $Jd_{39}Aug_{51}$ до $Jd_{50}Aug_{50}$.

Лавсонит представлен крупными (от 1—2 до 10—12 см) кристаллами с характерными ромбовидными или прямоугольно-квадратными сечениями. Свежий лавсонит встречается довольно редко. В основном это псевдоморфозы по нему, сложенные минеральными ассоциациями клиноцоизитом + альбитом + кварцем, клиноцоизитом + кальцитом + альбитом, слюдой + клиноцоизитом + гранатом + альбитом.

Мусковит-фенгит развит в матриксе гранат-клинопироксеновой и гранат-лавсонит-клиноцоизит-альбит-мусковитовой породы и псевдоморфозах по лавсониту. Он характеризуется незначительными колебаниями состава ($Si^{4+} = 3.09—3.20$, $Na = 0.04—0.10$ к.ф., $F = 16—39$ %).

Хлорит по составу отвечает клинохлорпеннину — прохлориту, характеризуется большими колебаниями кремнезема (2.85—3.27 к.ф.) и железистости (18—36 %).

Кальцит в своем составе содержит примесь железа и марганца (< 1 мас. %), при этом, если в гранат-клинопироксеновой породе $Fe > Mn$, то в гранат-лавсонит-хлоритовой породе $Fe < Mn$.

Клиноцоизит характеризуется постоянством состава ($F = 18 \pm 1$ %).

Альбит соответствует № 97—99.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ ПОРОД

Гранат-клинопироксеновые и гранат-лавсонит-хлоритовые породы имеют низкое содержание кремнезема (32—40.5 мас. %) и натрия (до 1.0 мас. %), высокое алюминия (19—30 мас. %) и кальция (7—19 мас. %) (табл. 2, № 1—7). Содержания калия от 0.2 до 3.4 мас. %. Их нормативный состав рассчитывается на оливин, нефелин и другие недосыщенные кремнеземом минералы. По особенностям химического состава эти породы могут рассматриваться как ультраосновные метафойдолиты. С другой стороны, они имеют несомненное петрохимическое сходство как с метасоматически измененными известково-силикатными породами [Соболев, 1964; Шацкий и др., 2006], так и с глубинными гранат-пироксеновыми ксенолитами, минеральные ассоциации в которых контролируются ограниченными интервалами содержаний SiO_2 , Na_2O , FeO и MgO [Грин, 1970; Доусон, 1983]. Это заключение, в первую очередь, относится к гроссуляр-клинопироксеновым породам, слагающим центральные части будинообразных тел, в минимальной степени преобразованные метасоматическими процессами. Для них характерны повышенная магнезиальность (Mg # 62—66 %) и кальциевость (Ca # 42 %). В лавсонитсодержащих породах она понижается соответственно до 63—46 и 40—21 %. В псевдоморфозах по лавсониту магнезиальность уменьшается до 24 %, а кальциевость увеличивается до 73 % (см. табл. 2).

Лавсонитсодержащие породы характеризуются значительными колебаниями минерального состава даже в пределах отдельных обнажений, и эта особенность отражается в их химическом составе. Содержание глинозема, оксида кальция, магния и железа в их химическом составе определяется количественным соотношением лавсонита и хлорита. Мобильно ведут себя редкие и редкоземельные элементы. В сравнении с гранат-клинопироксеновыми породами в лавсонитсодержащих породах увеличивается содержание бария (от 13—33 до 205—777 г/т) и отношения Ba/Sr (от 0.11—0.68 до 11—21). Возрастает концентрация Rb (от 3.6—21 до 266 г/т), U (от 0.22—0.47 до 11—13 г/т), Nb (от 4.7 до 105 г/т) и суммы РЗЭ (от 47—51 до 225 г/т). Неоднородность отмечается и в распределении редких земель (рис. 5, а). Гранат-клинопироксеновые породы и некоторые типы лавсонитсодержащих пород характеризуются пологими кривыми распределения РЗЭ ($La/Sm = 1.5—1.9$; $Ce/Yb = 4.1—4.9$), иногда осложняемыми наличием положительной европиевой аномалии. В группе гранат-лавсонит-хлоритовых пород заметно обогащение легкими лантаноидами ($La/Sm = 4.2—4.9$; $Ce/Yb = 27—30$). На спайдер-диаграмме (см. рис. 5, б) отчетливо проявлено некоторое подобие кривых распределения редких элементов в гранат-клинопироксеновых, лавсонитсодержащих породах и антигоритовых серпентинитах, что, возможно, указывает на их генетическое родство. Различие обнаруживается в отрицательных аномалиях по Ni , Cr и Sc .

Зеленокаменные породы, представляющие верхнюю единицу, отличаются от гранат-клинопироксеновых и гранат-лавсонит-хлоритовых пород более высоким содержанием кремнезема (47—51 мас. %),

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) компонентов в гранат-клинопироксеновых и гранат (лавсонит)-хлоритовых породах

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40.4	31.2	40.5	32.5	36.8	32.4	38.0	47.2	50.4
TiO ₂	1.08	2.55	1.37	3.45	1.53	0.91	0.67	1.48	1.26
Al ₂ O ₃	15.4	20.0	29.2	18.7	23.3	23.3	30.4	16.0	18.6
Fe ₂ O	3.65	3.74	3.37	11.53	5.51	5.72	2.40	4.36	2.14
FeO	7.90	10.5	2.39	10.8	7.46	8.62	3.83	5.98	6.54
MnO	0.36	0.89	0.45	0.08	1.47	0.41	0.14	0.14	0.53
MgO	10.2	15.4	0.97	9.92	6.62	10.7	5.78	6.42	6.14
CaO	16.5	6.00	16.3	8.48	9.41	6.76	8.43	11.3	2.50
Na ₂ O	0.42	0.11	< 0.20	< 0.01	< 0.20	< 0.20	0.20	0.20	6.95
K ₂ O	0.03	1.30	2.29	0.03	2.13	1.81	3.39	3.26	1.02
П.п.п.	3.94	7.46	2.92	3.92	4.72	8.64	6.03	3.40	4.02
P ₂ O ₅	0.04	0.81	< 0.005	0.10	0.27	0.27	0.23	0.20	0.20
Σ	99.92	99.96	99.68	99.40	99.29	99.48	99.33	99.84	100.29
Mg#	61.8	66.4	24.2	45.5	48.7	58.1	63.3	53.5	56.2
Ca#	41.1	15.4	73.4	21.7	31.9	20.8	39.7	12.6	13.7
La	4.14	8.34	49.2	—	28.7	2.50	3.40	5.58	30.6
Ce	12.2	24.0	83.7	—	79.7	7.30	5.20	20.2	98.2
Pr	1.97	3.60	12.8	—	7.80	0.89	5.70	2.05	8.37
Nd	9.21	17.9	50.7	—	31.6	4.60	1.00	10.1	34.4
Sm	2.80	6.05	10.1	—	6.90	1.80	7.40	3.05	7.31
Eu	1.05	2.61	2.30	—	1.90	3.20	1.80	1.05	2.09
Gd	3.53	7.75	8.60	—	6.30	3.00	5.40	3.75	6.89
Tb	0.58	1.18	1.10	—	1.00	0.58	0.78	0.65	1.02
Dy	4.18	7.71	6.20	—	5.80	4.00	5.20	4.22	6.36
Ho	0.90	1.50	1.10	—	1.20	0.91	0.84	0.90	1.17
Er	2.66	4.36	2.90	—	3.30	2.70	0.60	2.50	3.17
Tm	0.37	0.60	0.42	—	0.49	0.42	0.53	0.37	0.42
Yb	2.61	3.85	2.80	—	3.10	2.70	0.21	2.37	2.67
Lu	0.37	0.58	0.42	—	0.47	0.43	0.19	0.35	0.39
K	109	2577	347	—	217	414	530	—	—
Ti	6722	11809	2514	—	10220	2635	795	—	—
Rb	20.9	34.3	63.1	—	266	76.6	22.8	42.6	21.9
Sr	19.1	47.2	18.2	—	14.6	2.00	3.20	228	173
Y	1.49	16.1	0.04	—	0.82	0.24	0.02	26.3	31.2
Zr	0.13	0.07	—	—	—	—	—	116	58.4
Nb	73.1	105	—	—	—	—	—	4.90	16.2
Ba	13	777	205	—	307	311	—	387	77
Hf	0.65	1.45	1.80	—	6.80	1.90	10.10	2.80	1.27
Ta	0.08	0.4	5.00	—	1.40	0.10	16.80	0.35	1.20
Th	0.41	0.21	—	—	0.35	0.04	—	1.70	8.18
U	0.22	0.92	13.10	—	11.30	0.71	—	0.25	1.15

Примечание. 1 — гранат-клинопироксеновая порода, обр. макс.-2/10 (центральная часть тела), район д. Караяново-Утарбаево; 2 — хлоритизированная гранат-клинопироксеновая порода, обр. макс.-2а/10 (оторочка тела), там же; 3 — гранат-лавсонит-хлоритовая порода, обр. макс.-3а/10 (оторочка тела), там же; 4 — гранат-хлоритовая порода, обр. макс.-3б/10 (оторочка тела), там же; 5 — гранат-(лавсонит)-хлоритовая порода, обр. 87-24, там же; 6 — клиноцоизит-хлоритовая порода, обр. 87-1, район д. Староякулово; 7 — то же, обр. 87-52, район п. Антинган; 8, 9 — зеленокаменные породы и зеленые сланцы, обр. 88-1, 88-7, район д. Караяново. Прочерк — содержание не определялось.

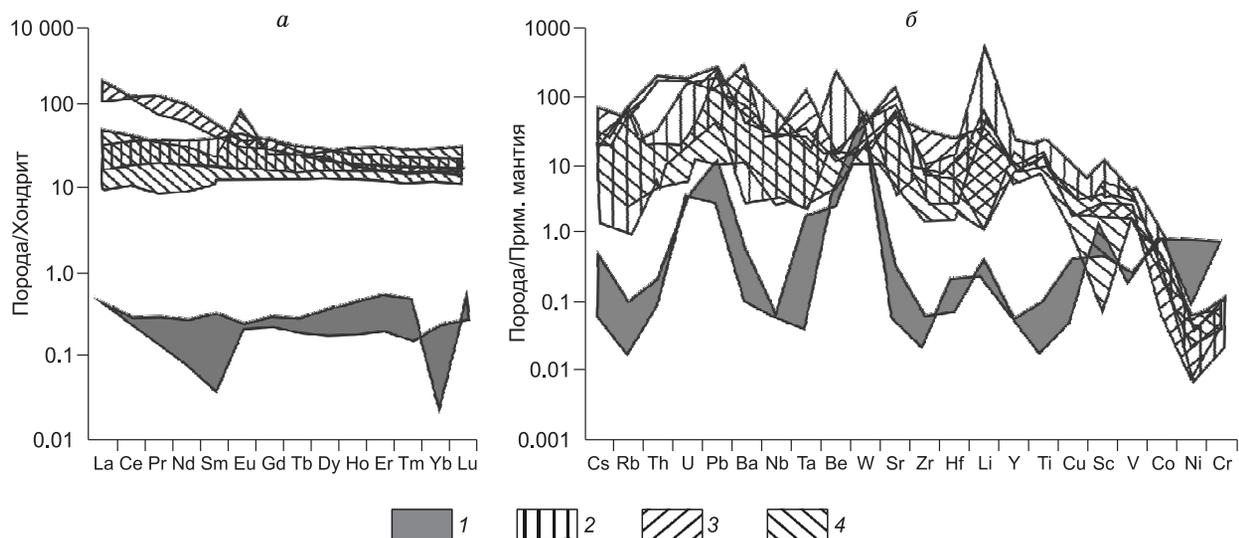


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных (а) и рассеянных (б) элементов в породах меланжа. Нормировано по [Sun, McDonough, 1989].

1 — антигоритовые серпентиниты, 2 — гранат-клинопироксеновые породы, 3 — гранат-лавсонит-хлоритовые породы, 4 — лавсонит-клиноцоизит-хлоритовые породы.

натрия (2—7 мас. %), пониженной кальциевостью (Ca # 13—14 %) и относительно низким — (11—19 мас. %) содержанием алюминия (см. табл. 2, № 8—9). По химическому составу выделяются различия с нормальным содержанием кальция, с дефицитом кальция и высоконатриевые. Все они в различной степени мусковитизированы (0.3—3.33 мас. % K_2O). Для них характерно содержание Cr (55—486 г/т), Mn (1080—1633 г/т), V (158—352 г/т), $\Sigma PЗЭ$ (35—203 г/т). Кальциевые разновидности зеленокаменных пород имеют низкое содержание $\Sigma PЗЭ = 36—47$ г/т и Mn 1100—1200 г/т, отношение La/Sm = 1.8, Ce/Yb = 0.9. Высоконатриевые характеризуются повышенным содержанием $\Sigma PЗЭ$ (до 200 г/т), Cr (< 60) и марганца, и высокими значениями отношения La/Sm = 4.2, Ce/Yb = 37.

Петро- и геохимические особенности зеленокаменных пород и зеленых сланцев верхней единицы определенно свидетельствуют о том, что они не имеют аналогов среди метабазитов других структурно-вещественных единиц максютовского комплекса. Различия в их химическом составе обнаруживаются на типовых дискриминационных петрохимических диаграммах (рис. 6). Так гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы, в отличие от зеленокаменных пород верхней единицы, характеризуются более высокими концентрациями фосфора и по содержанию TiO_2 могут подразделяться на высоко- и низкотитанистые (см. рис. 6, а). Вместе с тем отмеченные особенности не обнаруживают никакой связи с типовыми геодинамическими обстановками, выделенными на диаграмме [Mullen, 1983]. По соотношению Nb/Yb—Th/Yb гранат-клинопироксеновые породы и эклогиты нижней единицы занимают различное положение на диаграмме [Pearce, 2008]. Поля их частично перекрываются, а анализы большинства образцов располагаются вне тренда составов MORB - OIB.

PT-УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Оценка условий кристаллизации биминеральных гранат-клинопироксеновых пород представляет собой сложную задачу [Доусон, 1983]. Наша попытка использования различных термометров [Ellis, Green, 1979; Krogh, 1988; Ravna, Paguin, 2003; Авченко и др., 2011] не привела к получению сходящихся значений *PT*-параметров. Возможной причиной значительного разброса получаемых значений может быть нарушенная равновесность биминеральных парагенезисов. Это предположение подтверждается аномально высокими коэффициентами распределения железа и магния ($K_D = 65—74$) в гроссуляр-диопсидовых парагенезисах. Для парагенезиса альмандин-гроссуляр + диопсид с содержанием до 43 мол. % гроссулярового компонента в гранате и 0.08—0.11 к.ф. октаэдрического алюминия в диопсиде по геотермометрам Gt—Px [Krogh, 1988] рассчитана температура ≥ 678 °C при давлении ≥ 15 кбар, по [Ravna, Paguin, 2003] $T \geq 705$ °C при $P \geq 28.1$ кбар.

Для оценки условий формирования гранат-клинопироксеновых пород важное значение имеют экспериментальные данные [Грин, 1970]. При субсолидусной кристаллизации синтетических составов,

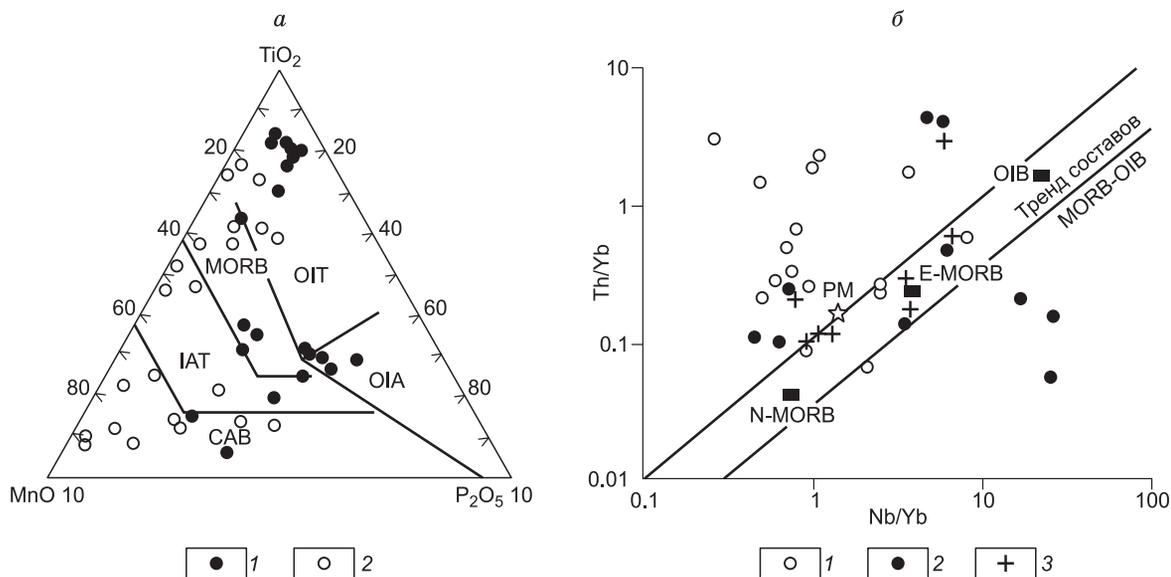


Рис. 6. Соотношение $MnO-10-TiO_2-P_2O_5-10$ в породах меланжа. Диаграмма по [Mullen, 1983].

a — 1 — гранат-клинопироксеновые и лавсонит-хлоритовые породы, 2 — зеленокаменные породы верхней единицы. Поля на диаграмме: CAB — известково-щелочные базальты, IAT — островодужные толеиты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIT — толеиты океанических островов, OIA — толеиты островных дуг.

б — соотношение $Nb/Yb-Th/Yb$ в породах максютовского комплекса, по [Pearce, 2008].

1 — жадеит-диопсидовые эклогиты нижней единицы, 2 — гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы зоны меланжа, 3 — зеленокаменные породы верхней единицы.

имеющих значительно большее петрохимическое сходство с гранат-клинопироксеновыми и лавсонитсодержащими породами максютовского комплекса (см. табл. 1, 2) нежели с типичными гроспидитами [Соболев, 1974], высококальциевые пироп-альмандиновые гранаты ($Alm_{40-46}Py_{33-36}Grs_{21-24}$) образовывались при давлении до 22.5 кбар. Дальнейшее повышение давления до 36 кбар сопровождалось понижением содержания альмандина и пироба и заметным возрастанием гроссуляра ($Alm_{34-39}Py_{9-11}Grs_{50-55}$). По компонентному составу гранаты, кристаллизовавшиеся при давлениях 22.5—36 кбар, практически идентичны гранатам гроссуляр-диопсидовых пород максютовского комплекса.

Формирование метасоматического ореола лавсонитсодержащих пород сопровождалось кристаллизацией омфациита, гроссуляр-альмандинового граната, клиноцоизита, фенгита, что значительно расширяет возможности использования различных термобарометров.

Образование омфациита и лавсонита, согласно оценке по $Gt-Px$ геотермометру, происходило при $T \geq 762$ °C и $P \geq 22$ кбар, а по экспериментальным данным реакции $An + H_2O = Law$ и содержанию жадеитового минала (Jg_{50-55}) в омфациите [Holland, 1983], при $min T = 554$ °C и $min P \geq 10$ кбар. Данные термобарометров могут быть сопоставлены с экспериментальными исследованиями по устойчивости лавсонита и цоизита при высоких и ультравысоких давлениях [Schmidt, Poli, 1994]. В парагенезисе с цоизитом в температурном интервале от 620 до 760 °C стабильность лавсонита определяется давлением от 25 до 40 кбар.

Замещение лавсонита клиноцоизитом, мусковитом, кальцитом и альбитом, образование в зернах граната кайм с повышенным содержанием кальция (см. табл. 1, № 3а, 3б) и мусковитизация пород по геотермобарометру $Gt-Ms$ [Krogh, Raheim, 1978], определяется $T = 380-467$ °C и $P = 7-11$ кбар.

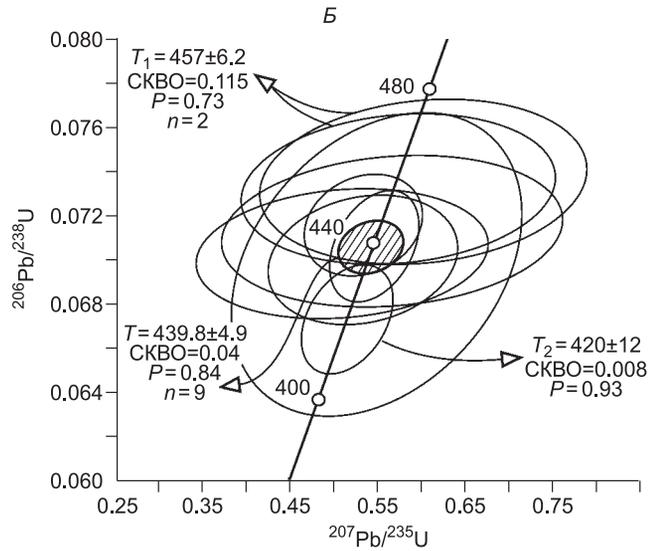
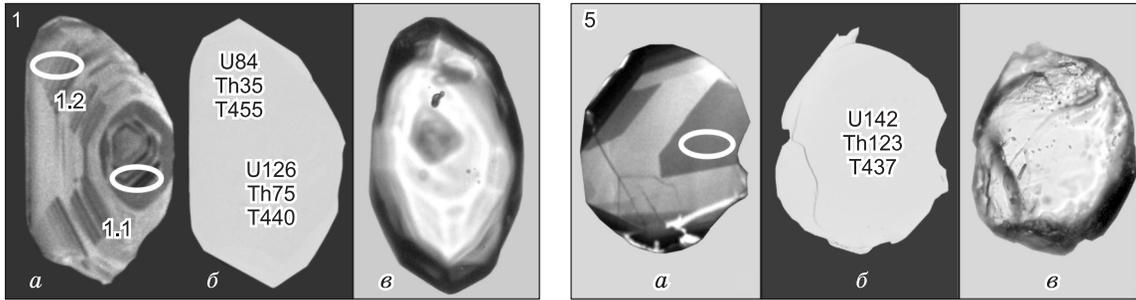
Для пород верхней осадочно-вулканогенной единицы, согласно минеральным ассоциациям, составу минералов и оценке по $Gt-Amp$ и $Gt-Ph$ геотермобарометрам, PT -условия метаморфизма ($T = 320-358$ °C, $P = 5-7$ кбар) соответствуют зеленосланцевой фации повышенных давлений [Вализер, 2003].

Высокобарический метаморфизм нижней единицы протекал при температуре 550—650 °C и давлениях от 15 до 23—25 кбар [Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999; Beane, Connelly, 2000; Leech, Ernst, 2000].

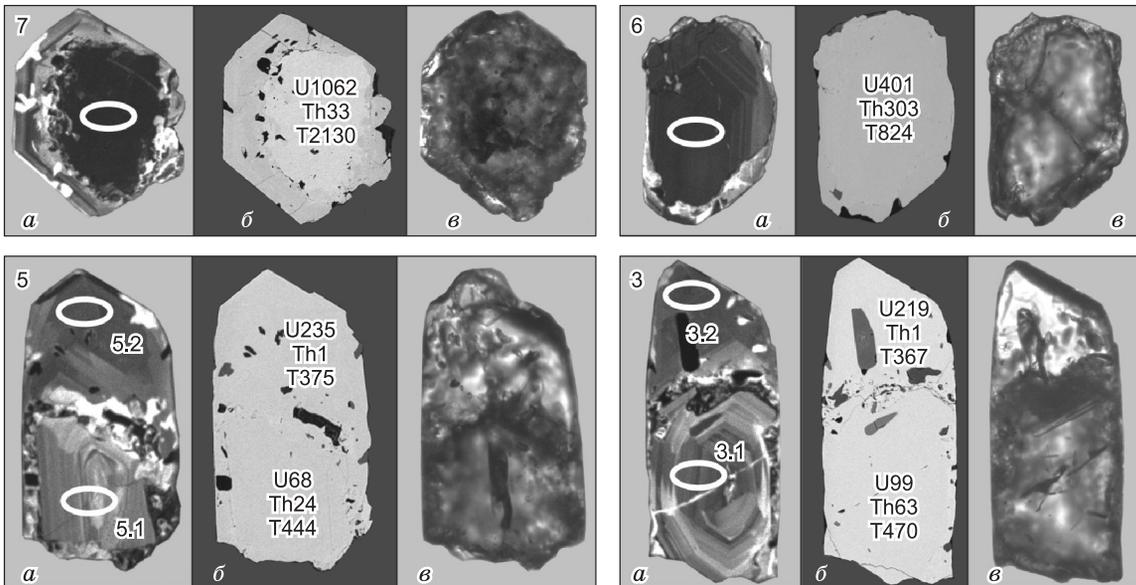
ИЗОТОПНО-ХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНОВ И ФЕНГИТОВ

Для определения возраста пород и процессов метаморфизма выполнено датирование цирконов (U/Pb методом), отобранных из зонального тела гранат-клинопироксеновых (пр. 1) — гранат-лавсонит-

А
Пр.1



В
Пр.2



хлоритовых пород (пр. 2), и мусковит-фенгита ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом) из гранат-лавсонит-хлоритовых и клиноцистит-хлоритовых пород районов деревень Стараякупово, Караяново и пос. Антинган. Цирконы гранат-клинопироксеновых пород характеризуются совокупностью довольно однотипных кристаллов, хотя и варьирующих по облику (от идиоморфных до округлой, испытавших коррозию) и внутреннему строению (от идиоморфных до зонально-секториальных). Типичными могут служить кристаллы 1 и 5 (рис. 7, А). Несмотря на меняющиеся датировки отдельных зерен или их отдельных частей и существен-

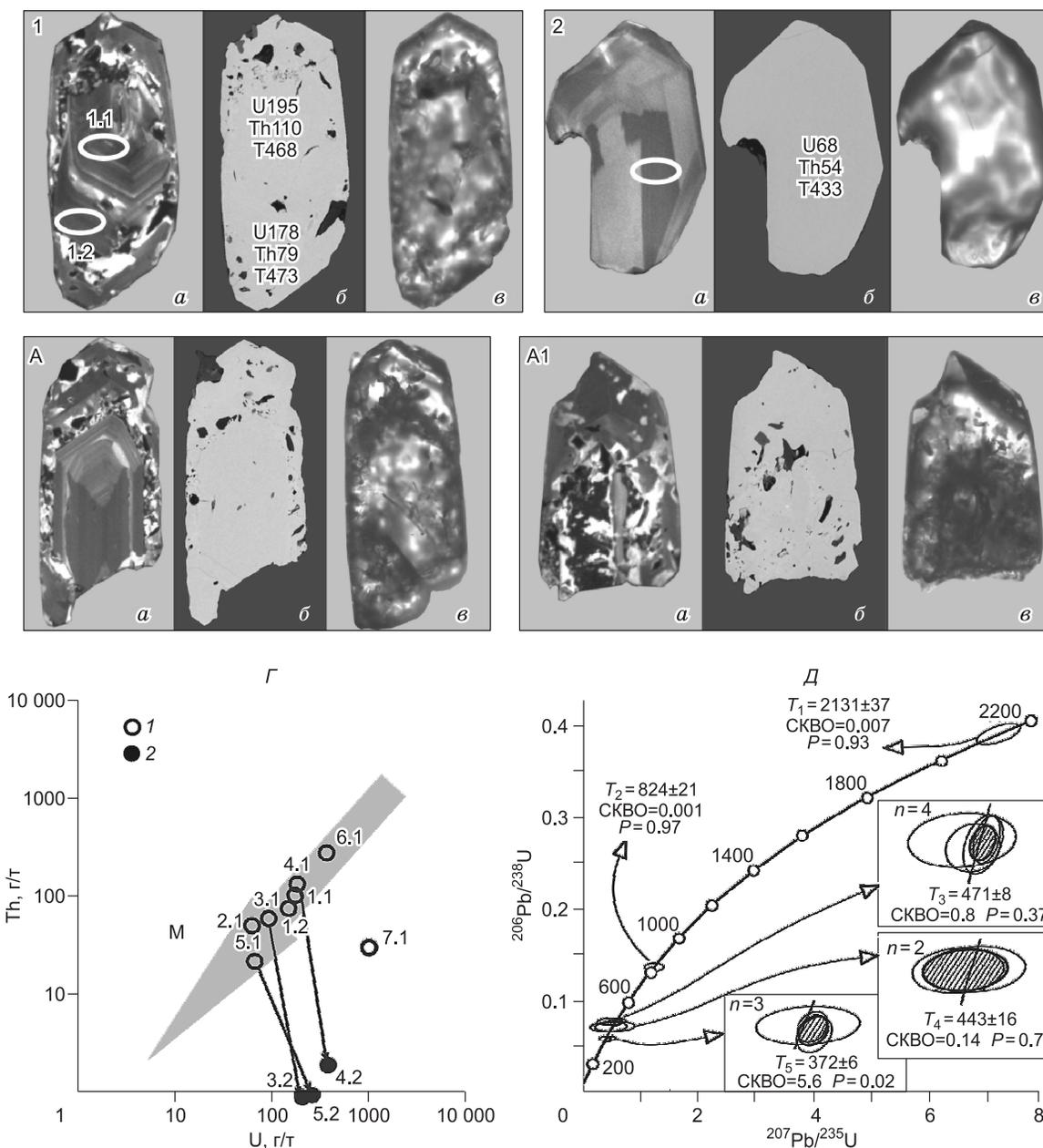


Рис. 7. Минералогические, геохимические особенности и возраст цирконов гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород.

А — микроморфологические особенности цирконов гранат-клинопироксеновых пород, $\times 100-150$, *а* — CL, *б* — BSE, *в* — проходящий свет. 1, 5 номера кристаллов, числа — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн лет (см. табл. 3);

Б — U-Pb-возраст цирконов гранат-клинопироксеновых пород (95 %-й уровень);

В — микроморфологические особенности цирконов гранат-лавсонит-хлоритовых пород, $\times 100-150$, *а* — CL, *б* — BSE, *в* — проходящий свет. 1—7 номера кристаллов, числа — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, млн лет (см. табл. 3); *А, А1* — пояснения см. в тексте;

Г — содержание U и Th в цирконах гранат-лавсонит-хлоритовых пород. Стрелками соединены составы ранних (1) — поздних генераций (2), сосуществующих в одном кристалле. *М* — основной тренд эволюции цирконов;

Д — U-Pb-возраст цирконов гранат-лавсонит-хлоритовых пород (95 %-й уровень).

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород

Кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст, млн лет	D, %	Изотопные отношения						Rho
								$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±, %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±, %	
<i>Гранат-клинопироксеновая порода, обр. макс.-2/10</i>														
1.1	0.00	126	72	7.67	0.59	440 ± 6.2	3	0.056	3.6	0.545	3.9	0.0706	1.5	0.371
1.2	1.39	84	35	5.38	0.43	455.4 ± 8.2	6	0.0567	13	0.572	13	0.0732	1.9	0.147
2.1	0.85	150	78	9.08	0.54	436.2 ± 7.2	-4	0.0551	8.1	0.532	8.2	0.07	1.7	0.208
2.2	1.47	78	44	4.83	0.59	443.7 ± 8.4	16	0.0576	14	0.566	14	0.0713	1.9	0.138
3.1	0.00	9	8	0.561	0.90	435 ± 17	12	0.0569	12	0.548	12	0.0698	4	0.320
4.1	0.00	129	92	7.48	0.73	420 ± 6	2	0.0554	3.9	0.514	4.1	0.0673	1.5	0.359
4.2	0.44	426	383	26.3	0.93	445.5 ± 5.6	-17	0.054	5	0.533	5.2	0.0715	1.3	0.249
5.1	1.40	142	123	8.71	0.89	437.9 ± 7.2	-30	0.0524	13	0.508	13	0.0703	1.7	0.126
6.1	0.00	39	14	2.45	0.39	457.6 ± 9.1	26	0.0592	13	0.601	13	0.0736	2.1	0.162
<i>Гранат-лавсонит-хлоритовая порода, обр. макс.-3а/10</i>														
3.2	0.00	219	1	11	0.007	367 ± 5	33	0.0584	3.9	0.47	4.2	0.059	1.5	0.37
4.2	0.00	401	2	20.5	0.004	373 ± 5	22	0.0566	3.0	0.46	3.3	0.060	1.4	0.42
5.2	0.53	235	1	12.1	0.004	375 ± 6	8	0.0549	11.9	0.45	12.0	0.060	1.6	0.14
2.1	1.39	68	54	4.13	0.82	443 ± 11	-471	0.0476	25.5	0.47	25.6	0.071	2.6	0.10
5.1	1.39	68	24	4.17	0.36	444 ± 12	18	0.0582	23.2	0.57	23.3	0.071	2.7	0.12
1.1	0.48	195	110	12.6	0.58	468 ± 7	-26	0.0541	8.2	0.56	8.4	0.075	1.6	0.20
3.1	0.00	99	63	6.44	0.66	470 ± 9	13	0.0582	5.3	0.61	5.7	0.076	2.0	0.35
1.2	1.58	178	79	11.7	0.46	473 ± 9	-205	0.0492	18.2	0.52	18.3	0.076	1.9	0.10
4.1	0.00	206	138	13.5	0.69	474 ± 7	18	0.0591	3.5	0.62	3.8	0.076	1.6	0.41
6.1	—	401	303	47	0.78	824 ± 11	1	0.0667	5.0	1.25	5.2	0.136	1.4	0.27
7.1	0.01	1062	33	357	0.03	2130 ± 22	0	0.1327	1.8	7.16	2.2	0.392	1.2	0.57

Примечание. Погрешность ±1σ. Pb_c и Pb* — общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0.42 %. Коррекция по ^{204}Pb . D — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции.

ные различия по U (9—429 г/г) и Th (14—819 г/г) (табл. 3), все кристаллы образуют довольно компактный кластер с возрастом $T = 439.8 \pm 4.9$ млн лет, что лишь подтверждает их генетическую и возрастную общность. В то же время различия между самыми «молодыми» и «древними» зернами (T_1, T_2 , см. рис. 7, Б) указывают на длительность процессов образования—преобразования цирконов.

Цирконы гранат-лавсонит-хлоритовых пород характеризуются широкими вариациями минералогических, геохимических и возрастных параметров (см. табл. 3, рис. 7, В, Д). Специфика гетерогенного строения кристаллов связана с сосуществованием в объеме единичных зерен ранних—поздних генераций, хорошо проявленных у кристаллов 1, 3, 5, 6, 7, которым противопоставляется относительно однородный, осложненный секториальностью кристалл 2 (сравнить с кр. 5 пр. 1). Пятнистая окраска периферических и занимающих секуще положение относительно ранних генераций зон отвечает их вторичному метасоматическому происхождению (кр. 1, 3, 5, пр. 2). При этом ранние генерации с отчетливым зональным (иногда осцилляционным, кр. А) и секториальным строением испытали хрупкие деформации, способствующие распространению вторичных преобразований. На зернах А, 1, 5 видно, как пятнистые фазы расчленяют первичные зональные, что хотя и усложняет, но не меняет их двустадийное происхождение. Различные масштабы замещения хорошо проявляются при сопоставлении кристаллов А и А1, причем однородная (по BSE) ранняя генерация противостоит поздней с обильными вторичными включениями, иногда траассирующими границу между фазами (кр. 5, 7, А). Оптические данные иногда также позволяют различать разновозрастные части гетерогенных кристаллов (кр. 6), причем появившаяся оболочка может перекрывать (запечатывать) хрупкие деформации (трещины) ранней ядерной части. Геохимическая гетерогенность (см. рис. 7, Г) продолжает минералогическую. Основная часть кристаллов принадлежит к единой геохимической системе (тренд М), которая нарушается потерями Th при метасоматических преобразованиях (кр. 3.2, 4.2, 5.2). Подобные изменения хорошо известны и связаны с пониженной устойчивостью Th в цирконовой матрице [Сколотнев и др., 2010].

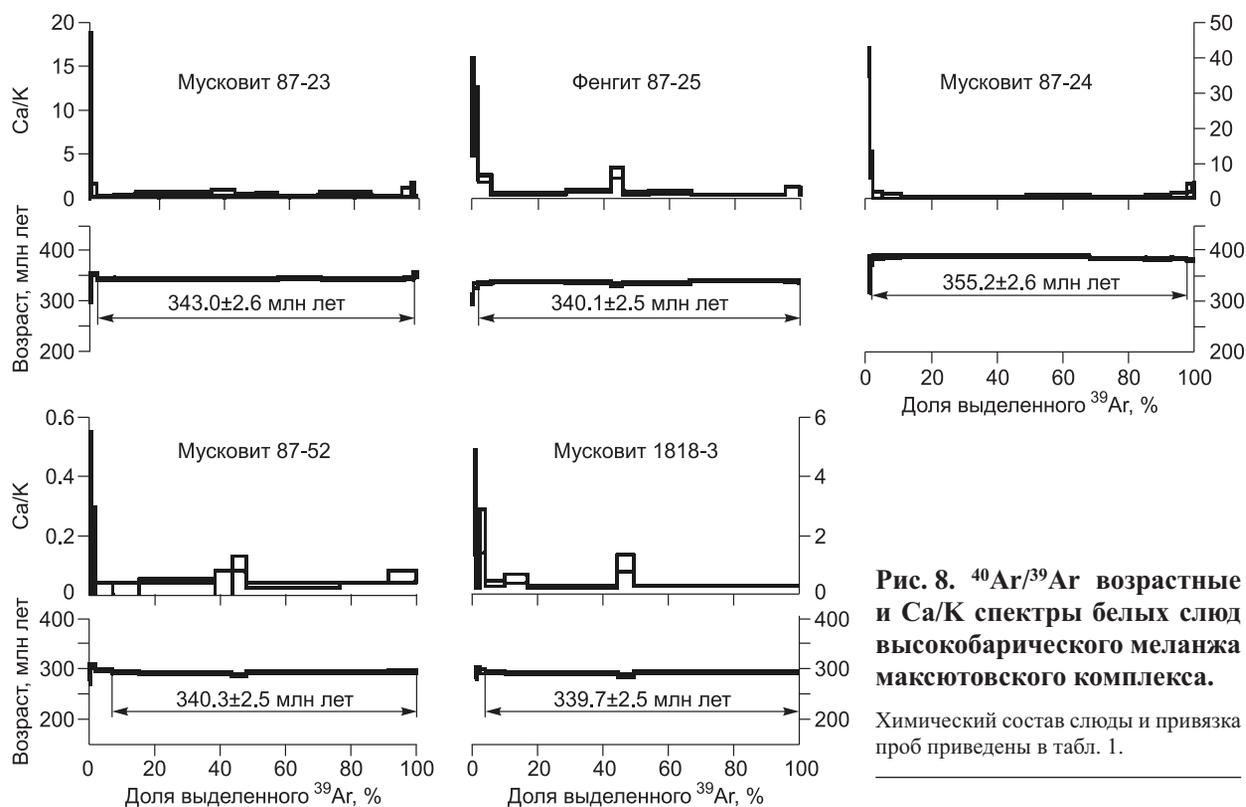


Рис. 8. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры белых слюд высокобарического меланжа максютовского комплекса.

Химический состав слюды и привязка проб приведены в табл. 1.

Серия датировок (см. рис. 7, Д) отражает полихронность цирконов. Возрастные параметры T_1 и T_2 могут рассматриваться как в различной мере преобразованные показатели возраста субстрата. Основной датировкой зональных кристаллов магматического происхождения является $T_3 = 471 \pm 8$ млн лет, а процессы их диафореза характеризуются возрастом $T_4 = 443 \pm 16$ млн лет. Нетрудно заметить, что этот возрастной рубеж является основным для цирконов гранат-клинопироксеновых пород. И, наконец, это преобразованное зонально-секториальное и метасоматически измененное сообщество цирконов испытало хрупкие деформации, сопровождаемые потерями Th, и относится к заключительному этапу эволюции первичных зонально-секториальных, частично метасоматически измененных кристаллов. Возраст этого этапа составляет $T_5 = 372 \pm 6$ млн лет, что соответствует неоднократно ранее установленному возрасту НР метаморфизма различных пород максютовского комплекса*.

По мусковит-фенгиту получена однозначная временная характеристика 341 ± 2 млн лет (рис. 8), отвечающая времени объединения всех структурно-вещественных единиц максютовского комплекса [Вализер, 2012].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природа гранат-клинопироксеновых и разнообразных лавсонитсодержащих пород, ассоциированных с антигоритовыми серпентинитами, на протяжении многих лет являлась предметом дискуссий. Большинство исследователей они рассматривались как фрагменты высокобарического серпентинитового меланжа, залегающего в основании верхней осадочно-вулканогенной («офиолитоподобной») единицы. Проведенные нами исследования позволили показать, что они слагают самостоятельную «мафит-ультрамафитовую» единицу, сформированную в глубинной зоне континентального рифта и при закрытии океанического бассейна включенную в состав максютовского комплекса.

Гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы не имеют аналогов среди других подразделений максютовского комплекса. Они обладают ярко выраженной спецификой химического и минерального состава и обнаруживают несомненное сходство как с глубинными ксенолитами, так и с комплексами известково-силикатных пород корового генезиса, испытавших метасоматические преобразования и ультравысокобарический метаморфизм. Основываясь на этом сходстве, мы предполагаем, что образо-

* 372 и 341 млн лет соответствуют этапам НР метаморфизма. Датировки 471—443 млн лет могут быть аналогичными суваянскому комплексу, включения которого присутствуют в верхней единице, как и включения палеозойских известняков. Аналогичная проблема существует и для включения жадеитсодержащего эклогита в нижней единице [Вализер и др., 2011]. *Прим. редколлегии.*

вание гроссуляр-диопсидовых протолитов происходило при давлениях, превышающих 22.5 кбар, что согласуется с экспериментальными данными о субсолидусной кристаллизации высокоглиноземистых и высококальциевых составов [Грин, 1970], данными по устойчивости лавсонита и цоизита при ультравысоких давлениях [Schmidt, Poli, 1994], а также термобарометрическими расчетами.

Хорошая сохранность в гроссуляр-диопсидовых породах «магматических» цирконов позднерифейского (824 млн лет) и ордовикского возрастов (470—440 млн лет) с отчетливо выраженным зональным строением рассматривается нами как минимальный возраст кристаллизации гранат-клинопироксеновых пород. Декомпрессионный подъем глубинных блоков в нижнюю кору, отмечаемый понижением температуры до 470—380 °С и давлений до 11—7 кбар, сопровождался метасоматическими преобразованиями, вызвавшими развитие зонального ореола лавсонитсодержащих пород.

Геологические данные позволяют полагать, что формирование серпентинитового меланжа и включение в него фрагментов зеленокаменных пород и графитистых кварцитов верхней единицы произошло после перемещения мафит-ультрамафитовой единицы в верхнюю кору. Вопрос о времени формирования верхней осадочно-вулканогенной единицы и проявлении в ней винчит-зеленосланцевого метаморфизма остается открытым. Основываясь на результатах Ar-Ar датирования белых слюд определенно можно утверждать, что объединение структурно-вещественных единиц максютовского комплекса произошло в карбоне (341 ± 2 млн лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют внести существенные коррективы в представления о структуре, вещественном составе и метаморфизме максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса. Этот комплекс был сформирован при аккреции не двух, а трех структурно-вещественных единиц, характеризующихся не только различными обстановками и временем формирования исходного субстрата, но и особенностями проявления в них метаморфических процессов. Не вызывает сомнений, что высокобарический эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм нижней единицы был обусловлен коллизией типа дуга—континент. Обнаружение в нижней эклогитсодержащей единице сверхвысокобарических ультрамафитов с докембрийскими цирконовыми датировками [Вализер и др., 2011] позволяет рассматривать их в качестве фрагментов глубинной зоны континентального рифта, выведенных в кору в связи с литосферным растяжением [Иванов, Русин, 1997]. Такую же природу, вероятно, имеют и гроссуляр-диопсидовые породы мафит-ультрамафитовой единицы. Свидетельства полигенности и полихронности HP-UHP ассоциаций характерны не только для максютовского комплекса, но и для других орогенных поясов [Cuthbert et al., 2000]. Они вполне могут рассматриваться в качестве альтернативы широко распространенных представлений о многоэтапности высокобарического метаморфизма коллизионных орогенов.

Исследования проведены при поддержке интеграционного проекта УрО РАН № 12-И-5-2035, проекта № 12-С-5-1011, выполняемого совместно с СО и ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худоложкин В.О. Адаптация программного комплекса «Селектор С» к решению проблем петрогенезиса метаморфических пород // Геохимия, 2011, т. 49 (2), с. 149—165.

Вализер П.М. Верхняя серия максютовского комплекса: метаморфизм // Уральский минералогический сборник. Миасс, ИМин УрО РАН, 2003, № 12, с. 191—203.

Вализер П.М. Гранат эклогитов высокобарических комплексов Урала // Литосфера, 2011, № 5, с. 53—68.

Вализер П.М. Светлая слюда максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Урал) // Зап. РМО, 2012, № 2, с. 52—64.

Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М., Наука, 1988, 203 с.

Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН, 2011, т. 441 (4), с. 510—513.

Грин Т.Х. Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспидитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., Недра, 1970, с. 21—52.

Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 300 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 429 с.

- Добрецов Н.Л.** Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // *Петрология*, 2000, т. 8 (5), с. 451—456.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.** Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974, 328 с.
- Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А.** Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования магматических и метаморфических пород ассоциации Гридино // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (10), с. 1335—1373.
- Иванов С.Н., Русин А.И.** Континентальный рифтовый метаморфизм // *Геотектоника*, 1997, № 1, с. 6—19.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И.** Геохронологическая эволюция максютовского комплекса (Урал) // *ДАН*, 1998, т. 362 (3), с. 397—401.
- Ленных В.И.** Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М., Наука, 1977, 160 с.
- Ленных В.И., Вализер П.М.** Гранаты эклогитов и глаукофановых сланцев Полярного и Южного Урала // *Гранаты метаморфических комплексов Урала*. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1980, с. 22—37.
- Ленных В.И., Вализер П.М.** Лавсонитовые родингиты максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса // *Ежегодник-1985*. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1986, с. 73—76.
- Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В.** Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // *Петрология*, 2006, т. 14 (1), с. 109—125.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (10), с. 1593—1611.
- Русин А.И.** Высокобарический метаморфизм Урала // *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2007, с. 421—460.
- Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е. и др.** Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантиды. Геотектонические следствия // *Геотектоника*, 2010, № 6, с. 24—50.
- Соболев Н.В.** Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964, 218 с.
- Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.
- Соболев Н.В., Зюзин Н.И., Кузнецов И.К.** Непрерывная серия пироп-гроссуляровых гранатов в гроспидитах // *Докл. АН СССР*, 1966, т. 167, с. 902—905.
- Удовкина Н.Г.** Эклогиты СССР. М., Наука, 1985, 286 с.
- Шацкий В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А.** Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса Южный Урал // *ДАН*, 1997, т. 352 (6), с. 285—288.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В.** Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (1), с. 105—118.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Козьменко О.А., Ягоутц Э.** Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (6), с. 657—682.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И.** Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // *Геология и геофизика*, 2012а, т. 53 (3), с. 341—364.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И.** Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // *Геология и геофизика*, 2012б, т. 53 (1), с. 3—29.
- Beane R.J., Connolly J.N.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb and Gm-Nd constraints on the metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // *J. Geol. Soc.* 2000, v. 157, p. 811—822.
- Blake M.C., Moore Jr. D.E., Jayko A.S.** The role of serpentinite melanges in the Unroofing of UHPM rocks: an example from the Western Alps of Italy / Eds. R.G. Coleman, X. Wang // *Ultrahigh-pressure metamorphism*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1995, p. 182—205.
- Cuthbert S.J., Carswell D.A., Krogh-Ravna E.J., Wain A.** Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides // *Lithos*, 2000, v. 52, p. 165—195.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G., Lennykh V.I., Valizer P.M., Lion J., Zhang R., Beane R.** Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Maksyutov complex, Ural Mountains, Russia // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 136—160.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene exchange equilibria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 71, p. 13—22.

Evans B.W., Trommsdorff V., Goles G.G. Geochemistry of eclogites and metarodingites from the Central Alps // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 301—311.

Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66 (7), p. 1221—1235.

Holland T.J.B. The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes // *Contr. Miner. Petrol.*, 1983, v. 82, p. 214—220.

Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. Geodynamic regimes in the Precambrian of the Urals // *Precamb. Res.*, 1986 (33), p. 189—208.

Krogh E.J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: a reinterpretation of existing experimental data // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 44—48.

Krogh E.J., Raheim A. Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference eclogites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1978, v. 66 (1), p. 75—80.

Leech M.L., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // *Lithos*, 2000, v. 52, p. 235—252.

Lennykh V.I., Valizer P.M. High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // Fourth International Eclogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 1999, p. 64.

Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R., Leech M.P., Ernst W.G. Evolution of the Maksyutov complex Ural Mountains, Russia: implication for metamorphism // *Int. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 64.

Matte P., Maluski H., Caby R., Nicolas A., Kepezhinskas P., Sobolev S. Geodynamic model and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the high pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // *C. R. Acad. Sci. Ser. 11*. 1993, v. 317, p. 1867—1874.

Morten L., Bocchio R., Mottana A. Transformation of a superferrian eclogite within serpentinite: a case study from the Voltri Group, Italy // *Chem. Geol.*, 1985, v. 50, p. 111—127.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 62, p. 53—62.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolites classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.

Ravna E.J., Paquin J. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites // *EMU Notes in Mineralogy*, 2003, v. 5 (8), p. 229—259.

Schmidt M.W., Poli S. The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 124, p. 105—118.

Sobolev N.V., Schertl H.P., Valley J.W., Page F.Z., Kita N.V., Spicuzza M.J., Neuser R.D., Logvinova A.M. Oxygen isotope variations of garnets and clinopyroxenes in a layered diamondiferous calc-silicate rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: a window into the geochemical nature of deeply subducted UHPM rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 162, p. 1079—1092.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spe. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 10 апреля 2013 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 31 мая 2012 г.,
после доработки — 4 февраля 2013 г.*