

ЛИТЕРАТУРА

1. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция ильмено-вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1784-1795.
2. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
3. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323-338.
4. Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // J. Geol. 1983. V. 91. P. 427-435.
5. Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al. Zircon typology and U-Pb systematics: a Case Study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Ural // Petrology. 1993. V. 1. № 5. P. 474-485.
6. Kramm U., Sindern S. Nd and Sr Isotope signatures of fenites from Oldoinyo Lengai, Tanzania, and the genetic relationships between nephelinites, phonolites and carbonatites // Journal of petrology. 1998. V. 39. № 11-12. P. 1997-2004.

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТ-ГРАНУЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ (ЧУКОТКА) – ФРАГМЕНТ РАЗДЕЛА МАНТИЯ-КОРА ЗОНЫ РИФТОГЕНЕЗА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ТРАНСФОРМНОГО ТИПА

Некрасов Г.Е.

*Геологический институт РАН, Москва, Россия
e-mail: nekrasov@ginras.ru*

THE PEKULNEY ULTRAMAFIC-MAFIC-GRANULITE COMPLEX (CHUKOTKA) AS A FRAGMENT OF THE MANTLE-CRUST TRANSITION IN A RIFT ZONE OF CONTINENTAL MARGIN

Nekrasov G.E.

*Geological Institute RAS, Moscow, Russia
e-mail: nekrasov@ginras.ru*

The ultramafic-mafic-granulite complex, which is a fragment of the mantle-crust transition, occurs in the lower-crustal East Pekulney extensional allochthon that was exhumed during the early-late Mesozoic rifting along the Arctic continental margin. The ultramafic-mafic part of the complex is divided into magnesium- and alumina-rich series. The magnesium-rich rocks vary from dunites to clinopyroxenites, while the second series range from Ol-Sp and Gar-Sp pyroxenites to Gar-Cpx-Hbl gabbros and hornblendites. The granulites are represented by melanocratic Gar-Hbl-Cpx-Opx schist, Gar-Cpx and Gar-Bi gneisses.

T-P parameters of Gar-Hbl-Cpx-Opx schist and Gar-Cpx gneisses are 850°C / 12,5 kb and 730-750°C / 11-12 kb, respectively. T-P parameters of crystallization of Gar-Sp pyroxenites, Gar-Cpx-Hbl gabbros and hornblendites correspond to isobaric cooling from 1200°C to 850°C in equilibrium with the granulites. The age of gneisses is 246±68 Ma (Sm-Nd method), $\epsilon_{Nd}(T) = -6.4 \pm 0.5$, $T_{DM} = 1.67$ Ma. The ages of Gar-Sp pyroxenites and Gar-Cpx-Hbl gabbros (Sm-Nd method) are 301±1.4 Ma and 292±2.0 Ma, and $\epsilon_{Nd}(T)$ are +5.9 and +5.8±0.8, respectively. The complex was formed by extension of the old crust and emplacement of ultramafic-mafic intrusions and granulites at the mantle-crust boundary.

Рассматриваемая ассоциация входит в состав Восточно-Пекульнейского аллохтонного фрагмента низов континентальной коры Канчаланского сегмента Арктической плиты, выведенного на поверхность на рубеже раннего-позднего мезозоя в процессе рифтогенеза Арктической континентальной окраины [2, 3, 4] (рис. 1). Отвечает в разрезе аллохтона непосредственно перехо-

ду мантия-кора, тектонически расслоенному на ряд пластин, наиболее крупные из которых – Янранайская, Пекульнейская и Кривореченская, достигают в эрозионном срезе размеров соответственно 0.5×1 , 2.5×10 и 3×12 км (рис. 2).

Плутоническая, ультрамафит-мафитовая, часть ассоциации представлена в разрезах вышеперечисленных пластин двумя сериями: магнезиальной и магнезиально-глиноземистой. Магнезиальная серия сложена в Янранайской пластине деформированными шпинелевыми дунитами, верлитами и подчиненными им оливиновыми клинопироксенитами, в Пекульнейской и Кривореченской – ритмами дунит-верлит-клинопироксенит. Состав дунитов и верлитов Янранайской пластины определяется парагенезисом $Ol_{Fo-88-92} + Cr-Al Sp_{Cr/(Cr+Al)=0,34-0,60}$. В ритмично расслоенных породах Пекульнейской и Кривореченской пластин кумулятивная фаза в дунитах образована парой $Ol_{Fo-88-90} + CrSp_{Cr/(Cr+Al)=0,50-0,94}$, интеркумулус – высокомагнезиальным и высокохромистым клинопироксенитом $(Mg/(Mg+Fe)=0,94-0,95)$. В верлит-клинопироксеновых разностях основным кумулятивным минералом является высокомагнезиальный низкоглиноземистый клинопироксен $(Mg/(Mg+Fe)=0,88-0,94)$, минералами интеркумулуса – $Ol_{Fo-88-90} + Crx_{(Mg/(Mg+Fe)=0,90-0,95)} + Orx_{(Mg/(Mg+Fe)=0,85-0,90)} + CrSp_{Cr/(Cr+Al)=0,50-0,94}$. Все разности пород несут следы статической деформации кумулуса и перекристаллизации интеркумулуса, сопровождающиеся увеличением магнезиальности в пироксенах от ядра к кайме и от крупных зерен к мелким, а также увеличением в этом направлении хромистости в шпинелях. Это позволяет предположить, что процесс фракционирования ультрамафит-мафитов протекал на фоне оттока остаточных расплавов из магматических камер.

Магнезиально-глиноземистая серия объединяет породы двух групп. Первая группа образована грубо-тонкорасслоенными, в отдельных случаях ритмично-расслоенными оливин-шпинелевыми, гранат-шпинелевыми и гранатовыми пироксенитами. Главной кумулятивной фазой в них является магнезиально-глиноземистый клинопироксен, содержание Al_2O_3 в котором колеблется от 4.90 вес. % в оливин-шпинелевых разностях до 10 вес. % в гранат-шпинелевых. Интеркумулус в оливин-шпинелевых разностях пироксенитов представлен умеренно магнезиальными оливином $Mg/(Mg+Fe)=0,73-0,86$, клинопироксенитом $Mg/(Mg+Fe)=0,80-0,92$, ортопироксенитом $Mg/(Mg+Fe)=0,71-0,84$ и темно-зеленой бедной хромом шпинелью $Cr/(Cr+Al)=0,03-0,07$. В гранат-шпинелевых разностях пироксенитов интеркумулусной фазой является изумрудно-зеленая бесхромовая шпинель, как правило, окаймленная либо почти полностью замещенная магнезиально-кальциевым гранатом $Gro_{0,40} Alm_{0,36} Py_{0,20}$. В ассоциации с последним отмечается магнезиальная роговая обманка. Градационно сменяющие их в отдельных случаях гранатовые габбро сложены высокоглиноземистым натровым клинопироксенитом (1,00-1,20 вес. % Na_2O), цоизитизированным плагиоклазом и новообразованным магнезиально-кальциевым гранатом $Gro_{0,41} Alm_{0,37} Py_{0,19}$, локализованным, как и в пироксенитах, вдоль границ магнезиальной и глиноземистой фаз, представленных здесь клинопироксенитом и плагиоклазом, нацело замещенным агрегатом цоизита и бесцветного амфибола. Вторая группа магне-

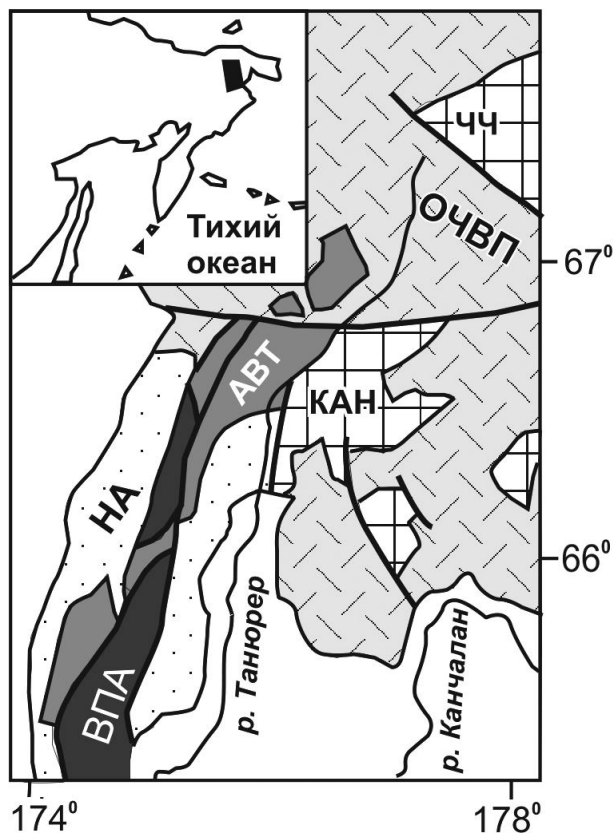


Рис. 1. Структурная позиция и основные тектонические элементы позднемезозойской покровной структуры хребта Пекульней.

ВПА, АВТ и НА – Восточно-Пекульнейский аллохотон, автохтон и неоавтохтон покровной структуры хребта Пекульней; КАН и ЧЧ – Канчаланский и Чаун-Чукотский блоки Арктической плиты; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.



Рис. 2. Разрезы Янранайской, Пекульнейской и Кривороченской пластин ультрамафит-мафит-гранулитовой ассоциации хребта Пекульней.

1 – деформированные дуниты; 2 – дуниты, верлиты; 3 – клинопироксены; 4 – оливин-шпинелевые, гранат-шпинелевые и гранатовые пироксены; 5 – гранат-клинопироксен-паргаситовые габбро и горнблендиты; 6 – горизонты, обогащенные гранатом; 7 – меланократовые гранат-амфибол-двупироксеновые сланцы; 8 – гранат-клинопироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы; 9 – зоны расланцевания и перекристаллизации.

ниями и наличием в нем овальных включений клинопироксена. Особую структурную позицию занимают крупные выделения собственно граната, находящиеся внутри пятен и жил тел лейкократового цоизитизированного материала. Рост граната в этих случаях, вероятно, связан с реакцией первичных гранатсодержащих парагенезисов с остаточным расплавом. Породы горнблендит-габбровой группы несут следы нескольких стадий деформаций, расланцевания и порфиروبластеза в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Впечатляющей стороной этих процессов является широкое развитие в них как минимум двух генераций более позднего граната. Первая нарастает на первичный гранат, третья образует цепочки крупных идеально оформленных кристаллов, маркирующих флексуры, складки и другие формы деформационных структур в зонах расланцевания.

Анализ поведения оливин-шпинелевых парагенезисов в обеих сериях обнаруживает подчинение их двум эволюционным трендам (рис. 3). Первый тренд объединяет парагенезисы наиболее магнезиальных пород магнезиальной серии. Породы с этими парагенезисами возникли из обедненного мантийного источника, в качестве которого обычно рассматриваются мантийные породы надсубдукционного клина. Второй тренд объединяет парагенезисы части магнезиальных пород магнезиальной серии и оливин-шпинелевые парагенезисы магнезиально-глиноземистой серии. Тренд указывает на происхождение пород из обогащенного источника. Подобная закономерность в изменении состава мантийного источника, скорее всего, объясняется появлением в континентальной окраине астеносферного диапира, связанного своим происхождением с проградацией в Арктическую континентальную окраину Палеокорякского срединно-океанического хребта, что характерно для континентальных окраин трансформного типа, в частности, для Северо-Американской континентальной окраины.

Гранулитовая часть ассоциации представлена меланократовыми гранат-амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гранат-клинопироксеновыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Первые из них установлены в форме маломощных линз в низах Пекульнейской пластины

зиально-глиноземистых пород сложена цоизитизированными гранат-клинопироксен-паргаситовыми габбро и горнблендитами. Цоизитизированные гранат-клинопироксен-паргаситовые габбро и горнблендиты – грубо, реже тонко-расслоенные породы с чередованием слоев паргаситовых габбро и горнблендитов, послойно насыщенных полосами, линзами и овальными обособлениями крупнозернистого граната и клинопироксена. Структурная матрица расслоенных пород в габбровой части представлена таблитчато-зернистой массой паргасита и цоизитизированного плагиоклаза, в горнблендитах – таблицами паргасита размером до 2.5 см в длину. Полосы и овальные обособления граната и клинопироксена сложены высокоглиноземистым умеренно-натровым клинопироксеном (до 12 вес. % Al_2O_3 и до 1,3 вес. % Na_2O) и магнезиально-железисто-кальциевым гранатом $Py_{0,26} Alm_{0,37} Grs_{0,35}$. Структура ряда таких обособлений отчетливо аллотриоморфнозернистая с плавно-извилистыми границами и равноправными структурными и количественными взаимоотношениями минеральных фаз (эвтектика (?) гранат-клинопироксен). Структура других обособлений отличается интерстициальной позицией граната, его крупными агрегатными выделениями

среди расслоенных цоитизированных гранат-клинопироксен-паргаситовых габбро и горнблендитов. Гнейсы обнажаются в верхах Пекульнейской пластины и слагают верхнюю половину разреза Кривореченской пластины. Несут, как и породы плутонических серий, следы нескольких этапов рассланцевания и перекристаллизации в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Их первичный парагенезис лучше сохранился в гранат-клинопироксеновых разностях гнейсов, где представлен пироп-альмандин-гроссуляровым гранатом, диопсидом, кислым плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом и кварцем. В гранат-биотитовых гнейсах из первичных минералов иногда сохраняются пироп-альмандин-гроссуляровый гранат и магнезиально-железистый биотит.

Температуры и давления, рассчитанные для меланократовых гранат-амфибол-двупроксеновых сланцев и гранат-клинопироксеновых гнейсов по согласованным геотермометрам и геобарометрам [6], составляют для первых 850°C и 12,5 кб, для вторых – 730-750°C и 11-12 кб. Параметры кристаллизации гранат-клинопироксеновых паргаситовых габбро и гранат-шпинелевых пироксенитов иллюстрируют кристаллизацию их в режиме изобарического остывания в интервале температур 1200-850°C в изофациальных условиях по давлению с меланократовыми гранулитами.

Sm-Nd изохронами возраст метаморфизма гранат-клинопироксеновых гнейсов определен в 246±68 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -6,4 \pm 0,5$, модельный возраст в 1,67 млн. лет. Возраст гранат-шпинелевых пироксенитов определен в 301±1,4 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +6,1 \pm 0,1$. Возраст гранат-паргаситовых габбро определен по аналогичным изохронам в 292±2,0 млн. лет, величина $\epsilon_{Nd}(T)$ в +5,9±5,8 [4, 5].

Полученные данные свидетельствуют: 1) о древнем возрасте протолита гнейсов; 2) синхронности гранулитового метаморфизма и процессов кристаллизации расслоенных пород и 3) идентичности возрастов и значений ϵ_{Nd} расслоенных пород Восточно-Пекульнейского аллохтона с возрастом и значением ϵ_{Nd} чарнокитоидов из разрезов автохтонной части хребта [5], рассматривающихся в качестве аналогов континентального палеозоя Канчаланского блока [2, 3, 4]. Последнее говорит об их комплементарности и является подтверждением принадлежности аллохтонных и автохтонных частей разреза покровной структуры хребта к единому коровому разрезу [2, 3, 4].

Вышеизложенное позволяет связать формирование ультрамафит-мафит-гранулитовой ассоциации хребта Пекульней с процессами растяжения коры континентальных окраин трансформного типа в зонах астеносферных диапиров. В структурном плане отражением этих процессов является утонение древней коры, в вещественном – локализация в разделе мантия-кора утоненной древней коры расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий и ассоциирующихся с ними гранулитов, а в верхних частях коры – гранитных интрузий, возникших в результате фракционирования мантийных расплавов в магматических камерах расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 08-05-01022, 08-05-00409, 09-05-00438).

ЛИТЕРАТУРА

1. Араи Седзи. Петрологические особенности перидотитов верхней мантии под островными дугами Японии. Петрогенезис шпинелевых перидотитов // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 14-31.
2. Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 183-189.
3. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // Докл. Ан СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1433-1436.

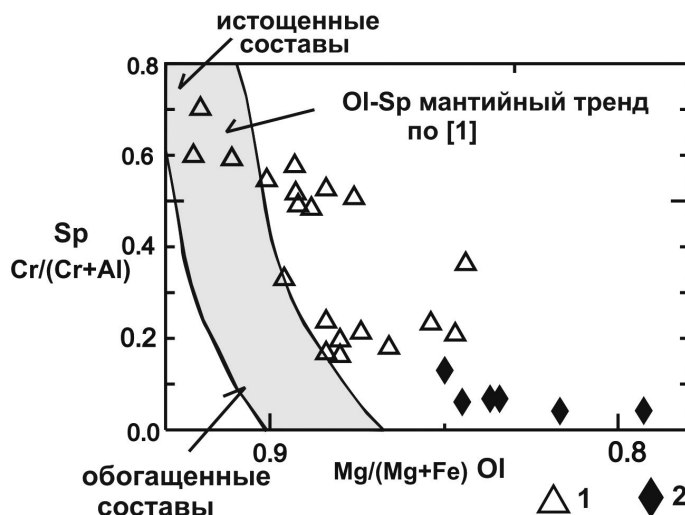


Рис. 3. Оливин-шпинелевые парагенезисы ультрамафит-мафитовых пород.

1 – магнезиальная серия; 2 – магнезиально-глиноземистая серия.

4. Некрасов Г.Е. Комплексы зоны раздела кора-мантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. 237-267.

5. Некрасов Г.Е. Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2007. С. 231-235.

6. Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.В. // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 323-355.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДОВЫРЕНСКОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Нефедьев М.А.

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
e-mail: bazarov@gin.bsc.buryatia.ru*

TECTONIC ZONING OF BASIC-ULTRABASIC DOVIREN MASSIF: GEOPHYSICAL DATA (NORTHERN FRONTBAIKALIA)

Nefediev M.A.

*Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia
e-mail: bazarov@gin.bsc.buryatia.ru*

There are the results of tectonic zoning of basic-ultrabasic Doviren massif, that is located within Tiya-Kholodninskii ore zone. It is situated to 3-4 km from Holodninskii sulfur-polimetal deposit. Structural-tectonic map and adjacent areas. Geophysical zoning of gravitational and magnetic areas, complex understanding end analysis of geological-geophysical data of North-Baikalian ore district are preceded. Also there are an, analyses of structure and elements of block-fractur tectonic.

Довыренский габбро-перидотитовый массив приурочен к Олоkitскому синклинию. Это силлоподобное тело, залегающее субсогласно с вмещающими позднепротерозойскими карбонатно-терригенными отложениями. Массив наиболее перспективен на поиски медно-никелевых руд в Северобайкальской сульфидно-медно-никелевой провинции. Здесь открыты проявления Озерное, Центральное и Рыбачье, объединенные в Байкальское месторождение (рис. 1) и выявлено 27 рудных тел, контролируемых Чая-Довыренской зоной разломов.

Общая протяженность зоны медно-никелевого оруденения более 20 км. Она изучена слабо, только на рудопроявлениях с поверхности и на глубину до 200-750 м через 600 м по редкой сети скважин. Промежутки между проявлениями перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений и не изучены. Массив прорывает Олоkitский синклиний в центральной части, залегаєт в толщах ондококой свиты и представляет собой сложнопостроенную интрузию. Его лежащий северо-западный бок сложен никеленосными плагиоперидотитами, перидотитами, габбро-перидотитам, оливинитами и дунитами, Для массива характерно широкое развитие ксенолитов вмещающих пород: блоков бруситовых мраморов и фрагменты магнезиальных скарнов линзообразной формы, и ксенолиты терригенных пород. В осевой части массива прослежен продольный разлом, разделяющий дунитовую и плагио-дунит-троктолитовую зоны. В 5-6 км юго-восточнее массива расположены Холоднинская, а в 3-4 км северо-западнее – Ондоко-Олоkitская колчеданно-полиметаллические рудные зоны.

В основу тектонического районирования положены интерпретация и комплексный анализ физических полей с геолого-структурными картами и физическими свойствами основных структурных элементов. Составлена схема тектонического строения Довыренского массива с элемен-