

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ ЭКЛОГИТОВ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКОЙ СЕВЕРО-КОКЧЕТАВСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (Северный Казахстан)

Ф.И. Жимулев, М.А. Полтаранина, А.В. Корсаков, М.М. Буслов, Н.В. Друзяка, А.В. Травин

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

Рассмотрено структурное положение и петрология эклогитов из Северо-Кокчетавской аккреционно-коллизонной зоны, расположенной к северу от Кокчетавского метаморфического пояса, содержащего породы высоких и сверхвысоких давлений. В пределах раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны тонкие пластины милонитизированных и диафторированных гнейсов с эклогитами тектонически совмещены с вулканическими и осадочными породами Степнякской палеоостроводужной зоны. Эклогиты выявлены на двух участках Северо-Кокчетавской тектонической зоны — Чайкинском и Боровском. Эклогиты Чайкинского участка были сформированы при $T = 800\text{—}850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 18\text{—}20$ кбар, Боровского — при $T = 750\text{—}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 17\text{—}18$ кбар. В результате изучения пироксен-плагиоклазового симплектита, замещающего омфациит эклогитов, на обоих участках было выделено три этапа регрессивного метаморфизма: 1) образование крупнозернистого клинопироксен-плагиоклазового симплектита при $T = 760\text{—}790\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 11\text{—}12$ кбар; 2) образование мелкозернистого клинопироксен-плагиоклазового симплектита при $700\text{—}730\text{ }^{\circ}\text{C}$, $7\text{—}8$ кбар; 3) амфиболитизация пироксена при $570\text{—}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $5\text{—}6$ кбар. Аргон-аргоновый возраст мусковита из слюдястых сланцев, вмещающих эклогиты, на Боровском участке составляет 493 ± 5 млн лет, что соответствует времени охлаждения метаморфических пород ниже $370\text{ }^{\circ}\text{C}$, следовательно, пик высокобарического метаморфизма и все выявленные рубежи ретроградных изменений имеют более древний кембрийский возраст. Геологические данные свидетельствуют, что эклогит-сланцево-гнейсовые пластины были вовлечены в состав аккреционно-коллизонной зоны и совмещены с осадочными и вулканическими породами не позднее среднего ордовика.

Эклогиты, симплектиты, Ar-Ar датирование, тектонические пластины, Северо-Кокчетавская тектоническая зона.

ECLOGITES OF THE LATE CAMBRIAN-EARLY ORDOVICIAN NORTH KOKCHETAV TECTONIC ZONE (northern Kazakhstan): STRUCTURAL POSITION AND PETROLOGY

F.I. Zhimulev, M.A. Poltaranina, A.V. Korsakov, M.M. Buslov, N.V. Druzyaka, and A.V. Travin

We consider the structural position and petrology of eclogites in the North Kokchetav accretion-collision zone located north of the Kokchetav metamorphic belt formed by high- and ultrahigh-pressure rocks. In the Early Ordovician North Kokchetav tectonic zone, thin sheets of mylonite and diaphthoric gneisses with eclogites are tectonically conjugate with the volcanic and sedimentary rocks of the Stepnyak paleoisland-arc zone. Eclogites have been revealed at two sites of the North Kokchetav tectonic zone — Chaikino and Borovoe. The Chaikino eclogites formed at $800\text{—}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $18\text{—}20$ kbar, and the Borovoe eclogites, at $750\text{—}800\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $17\text{—}18$ kbar. Study of pyroxene-plagioclase symplectite replacing omphacite of the eclogites at both sites has recognized three stages of regressive magmatism: (1) formation of coarse-grained clinopyroxene-plagioclase symplectite at $760\text{—}790\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $11\text{—}12$ kbar, (2) formation of fine-grained clinopyroxene-plagioclase symplectite at $700\text{—}730\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $7\text{—}8$ kbar, and (3) amphibolization of pyroxene at $570\text{—}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $5\text{—}6$ kbar. The Ar-Ar age of muscovite from the Borovoe mica schists hosting eclogites is 493 ± 5 Ma, which corresponds to the time of cooling of metamorphic rocks to $<370\text{ }^{\circ}\text{C}$. Hence, the peak of high-pressure metamorphism and all recognized stages of retrograde changes are dated to the Cambrian. The geological data evidence that eclogite-schist-gneiss sheets were localized in the accretion-collision zone and became conjugate with sedimentary and volcanic rocks no later than in the Middle Ordovician.

Eclogites, symplectites, Ar-Ar dating, tectonic sheets, North Kokchetav tectonic zone

ВВЕДЕНИЕ

Эклогиты широко распространены в Кокчетавском регионе Северного Казахстана [Абдулкабирова, 1946; Удовкина, 1985; Шацкий и др., 1989, 1993; Корсаков и др., 1998; Massago, 2000; Okamoto et al., 2000]. Они залегают в виде будин среди гнейсов и слюдястых сланцев зерендинской серии [Розен, Бого-явленская, 1962]. Выходы зерендинской серии образуют пояс, вытянутый в субширотном направлении на 150 км при ширине 10—30 км, известный в литературе как Кокчетавский метаморфический пояс (КМП). В последнее время КМП рассматривается как метаморфический меланж [Dobrzhinetskaia et al., 1994], сформированный в кембрии—ордовике в результате субдукции Кокчетавского микроконтинента в

© Ф.И. Жимулев, М.А. Полтаранина, А.В. Корсаков, М.М. Буслов, Н.В. Друзяка, А.В. Травин, 2010

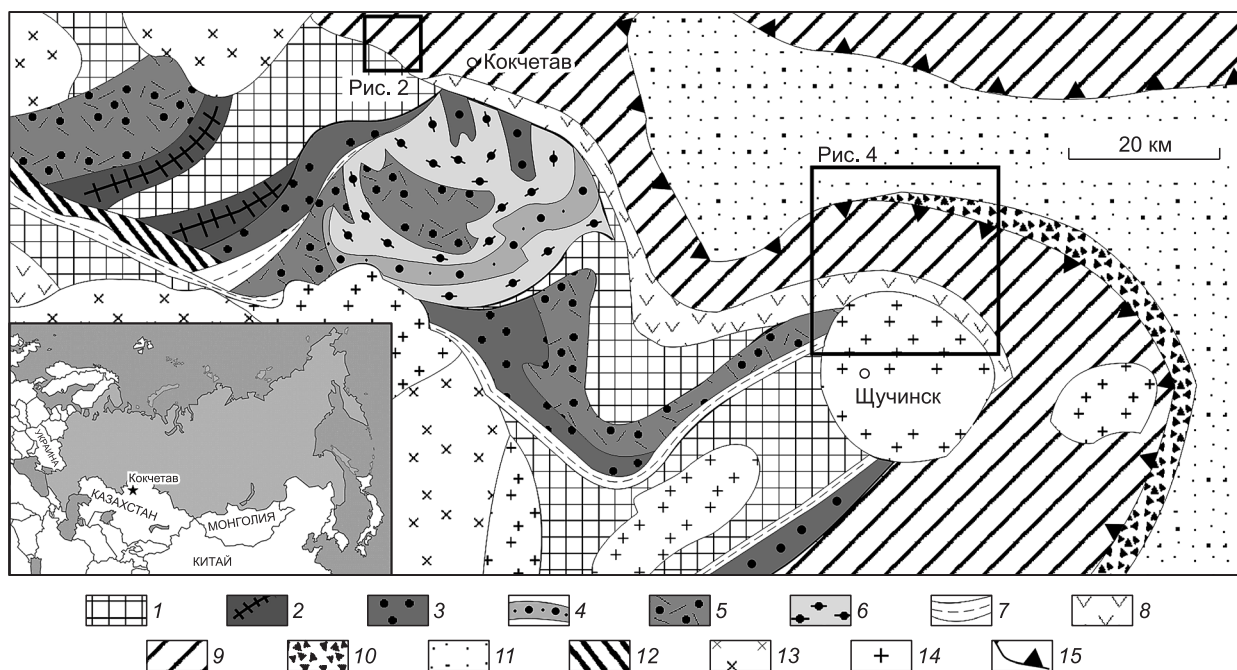


Рис. 1. Геологическая схема Кокчетавского региона с положением исследованных участков.

1 — фрагменты осадочного чехла Кокчетавского микроконтинента (илектинская серия, верхний рифей); 2—6 — Кокчетавский метаморфический пояс: 2 — алмазосодержащие гнейсы и коэситовые эклогиты, 3 — коэситовые эклогиты, эклогиты и гранатовые амфиболиты в слюдястых сланцах, 4 — гранатовые перидотиты, эклогиты, амфиболиты, 5 — эклогиты и гранатовые амфиболиты в гранитогнейсах, 6 — гранат-силлиманит-кордиеритовые сланцы (милониты и blastsмилониты) с будинами эклогитов и гранатовых амфиболитов; 7 — андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы и гнейсы (даулетская свита); 8 — венд-раннекембрийские (?) вулканогенно-осадочные породы; 9 — Северо-Кокчетавская тектоническая зона; 10 — позднеаренинско-среднеордовикская олистострома; 11 — ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякской палеоостроводужной зоны; 12 — кембрийский красномайский щелочно-ультраосновной комплекс; 13 — ордовикские граниты; 14 — девонские граниты; 15 — фронтальный надвиг Северо-Кокчетавской тектонической зоны. На врезке — местоположение района исследования.

мантию, метаморфизма пород континентальной коры на глубинах до 150—200 км и последующей эксгумации отдельных блоков метаморфизованных пород [Добрецов и др., 2006]. Фрагменты меланжа, сложенного кристаллическими сланцами, гнейсами, эклогитами, мраморами и серпентинитами, были непосредственно закартированы на отдельных участках пояса [Dobrzhinetskaya et al., 1994; Добрецов и др., 1998]. На основании парагенетического анализа минеральных ассоциаций, а также геолого-структурных исследований, показавших, что стиль деформаций в пределах различных частей пояса существенно меняется [Theunissen et al., 2000a,b], был сделан вывод о блоковом строении метаморфического пояса, что позволило описать его как мегамеланж [Добрецов и др., 1998]. С юга КМП ограничен позднеордовикскими гранитоидными массивами зерендинского комплекса, уничтожившими более древние кембрийско-ордовикские тектонические структуры южного края пояса. К северу от КМП расположены ордовикские островодужные комплексы Степнякской зоны (Степнякский прогиб, Степнякский синклиорий). Зонаю сочленения КМП и Степнякской зоны является Северо-Кокчетавская тектоническая зона (СКТЗ) [Добрецов и др., 2006; Жимулев, 2007]. Она прослеживается по северному и восточному обрамлению КМП: от р. Чаглинка к западу от г. Кокчетав и через него далее на восток параллельно долине р. Кылшақты до с. Александровка и на северо-восток до с. Жанаталап, где делает крутой поворот на юг (рис. 1). Северо-Кокчетавская тектоническая зона примерно соответствует Кокчетавской зоне разломов, выделенной при двухсоттысячной съемке листов N-42-XXVIII и N-42-XXIX [Розен, Богоявленская, 1962; Жуков, Рахимбаев, 1964; Бабичев и др., 1968], и представляет собой зону сочленения между КМП и ордовикскими островодужными комплексами Степнякской зоны. В большинстве работ по геологии региона геологические комплексы, выделяемые нами в СКТЗ, рассматривались в составе Кокчетавского массива, образуя его северо-восточную окраину [Тектоника..., 1988], но не включались в состав КМП [Добрецов и др., 1998]. Северо-Кокчетавская тектоническая зона образована пакетом тектонических пластин. Они сложены комплексами осадочного чехла Кокчетавского микроконтинента (кварц-серпичитовые сланцы и доломиты илектинской серии), породами его фундамента (гранитогнейсами с телами амфиболитов), офиолитами щучинского комплекса (габбро, габбро-диабазы, базальты, серпентинитовые меланжи и сланцы), раннеордовикскими кремнисто-теригенными отложениями с линзами олистостром, а также доордовикскими

кими андезитобазальтовыми и риолитовыми лавами и туфами, переслаивающимися с конгломератами и песчаниками. Разрывные нарушения, ограничивающие пластины, трассируются кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, иногда содержащими гранат. Аргон-аргоновые датировки по слюдам из сланцев лежат в диапазоне 490—476 млн лет [Добрецов и др., 2005б], что соответствует раннему ордовику и хорошо согласуется с раннеордовикским возрастом олистостром зоны, определенным палеонтологическим методом [Обут и др., 2006]. Перечисленные выше особенности позволили рассмотреть СКТЗ как раннеордовикскую аккреционно-коллизийную зону [Добрецов и др., 2005а,б, 2006]. Кроме названных породных комплексов в данной зоне выявлены и высокобарические, представленные сильнодиафторированными эклогитами, залегающими в кварц-гранат-слюдястых сланцах и в милонитизированных биотитовых гнейсах. Находка высокобарических пород в кембрийско-ордовикской аккреционно-коллизийной зоне, за пределами общепринятых границ КМП, служит дополнительным доказательством связи высокобарического метаморфизма в регионе с кембрийско-ордовикскими субдукционно-коллизийными процессами и представляет большой интерес с точки зрения детализации геодинамической эволюции Кокчетавского региона. В СКТЗ метаморфические породы слагают тектонические пластины, совмещенные с магматическими и осадочными породами, не подвергшимися высокобарическому метаморфизму, что позволяет, используя наблюдаемые соотношения, определить время и условия совмещения высокобарических пород с геологическими комплексами, расположенными на верхнекоровом уровне. В данной работе впервые приводится описание структурного положения и петрологии эклогитов СКТЗ. Эклогиты зоны изучены на двух участках — Чайкинском и Боровском. На Чайкинском они были обнаружены впервые авторами работы, эклогиты Боровского района известны давно [Жуков, Рахимбаев, 1964; Кушев, Виноградов, 1978; и др.]. В статье приводятся новые данные о *PT*-параметрах метаморфизма эклогитов, возрасте слюд из вмещающих сланцев и ряд особенностей структурного положения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧАЙКИНСКОГО УЧАСТКА

Чайкинский участок (рис. 2) расположен на правом берегу р. Чаглинка, непосредственно к югу от сел Чайкино и Красный Яр (в 5 км на запад от г. Кокчетав). Здесь закартирована серия смятых в складки

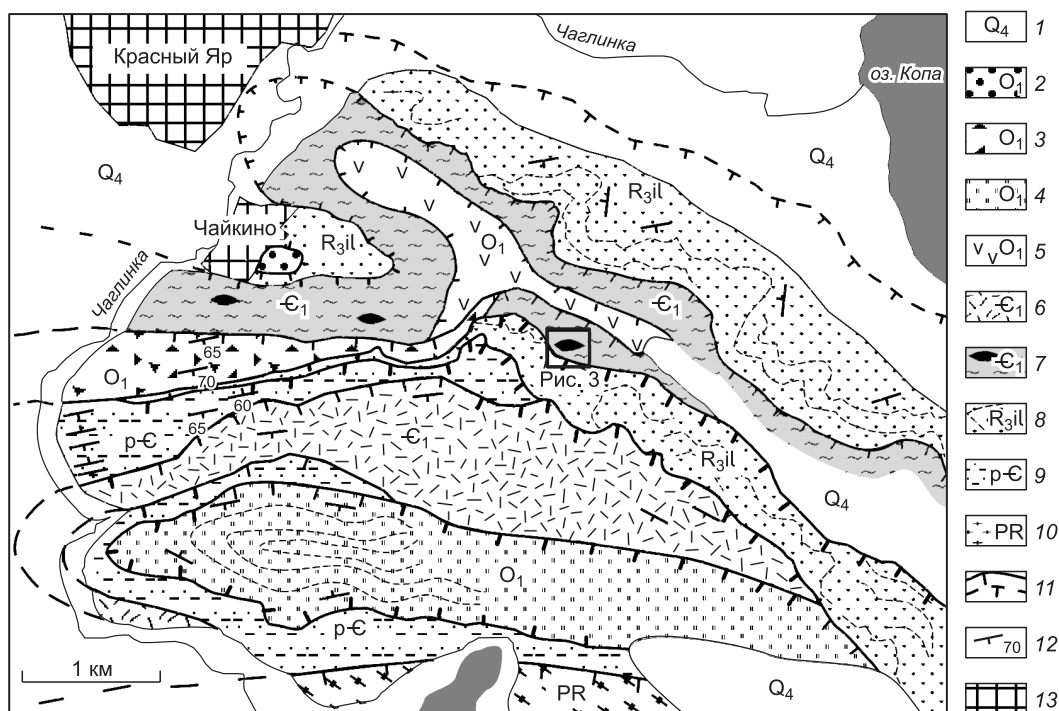


Рис. 2. Геологическая схема Чайкинского участка Северо-Кокчетавской тектонической зоны (на правом берегу р. Чаглинка, в районе сел Чайкино и Красный Яр).

1 — четвертичные отложения; 2—5 — раннеордовикские отложения: 2 — песчаники и конгломераты, 3 — аргонитовые кремнисто-терригенные отложения с линзами олистостром, 4 — кремни, кремнистые аргиллиты, яшмоиды, 5 — андезитобазальты, туфы, песчаники, алевролиты; 6 — раннекембрийские(?) кварцевые порфиры, лавобрекчии, красноцветные песчаники; 7 — зеленые сланцы по гнейсам, реликты порфиробластических гнейсов с телами эклогитов и гранатовых амфиболитов; 8 — кварциты и кварц-серицитовые сланцы иллектинской серии; 9 — зеленые сланцы по метатерригенным породам предположительно докембрийского возраста; 10 — милонитизированные гнейсы фундамента Кокчетавского микроконтинента (уялинская свита зерендинской серии); 11 — разломы; 12 — элементы залегания слоистости; 13 — населенные пункты.

тектонических пластин, сложенных: кварц-серицитовыми сланцами илектинской серии (комплекс чехла Кокчетавского микроконтинента); милонитизированными гнейсами (деформированный фундамент Кокчетавского микроконтинента); зеленосланцевыми метатерригенными породами предположительно докембрийского возраста; туфами, туфобрекчиями, кварцевыми порфирами и лавобрекчиями кисло-среднего состава предположительно раннекембрийского возраста [Розен, Богоявленская, 1962]; раннеордовикскими кремнистыми, вулканогенными и терригенными отложениями, сходными с комплексами Степнякской зоны; зеленосланцевой апогнейсовой толщей, содержащей реликты порфиробластических гнейсов, будинообразные тела амфиболитов и эклогитов. В раннеордовикских кремнисто-терригенных отложениях содержатся линзы олистостром. Комплекс радиоларий и конодонтов из этих отложений позволил датировать их аренигом [Цай и др., 2001; Обут и др., 2006].

Тектоническая природа контактов определяется их секущим характером по отношению к внутренней структуре пластин, резким изменением мощностей по простиранию тектонических пластин и разной степенью метаморфизма совмещенных пород. Породы в зонах контактов между тектоническими пластинами ожелезнены, брекчированы и обогащены слюдой, кварцитопесчаники илектинской серии в этих зонах превращены в кварц-мусковитовые динамосланцы. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст мусковита из них составляет 476.5 ± 1.9 и 487.6 ± 3.5 млн лет (ранний ордовик) [Добрецов и др., 2005а], что интерпретируется как время формирования чешуйчатой структуры [Добрецов и др., 2005б, 2006].

Эклогиты, гранатовые и безгранатовые амфиболиты встречаются в толще, сложенной зелеными (кварц-серицит-хлоритовыми) сланцами. Реликты милонитизированных очковых гнейсов, встречающиеся внутри этой толщи, позволяют сделать вывод, что зеленые сланцы представляют собой диафториты по гнейсам, сформированные в условиях зеленосланцевой фации. Тела эклогитов, гранатовых и безгранатовых амфиболитов имеют округлую форму, размеры их варьируют от первых сантиметров до первых метров. Гранатовые амфиболиты и эклогиты встречены на двух участках, имеющих сходное геологическое строение, в 100—150 м к югу от южной окраины с. Чайкино ($53^{\circ}17'50''$ с.ш., $69^{\circ}15'19''$ в.д.) и в восточной части участка ($53^{\circ}17'50''$ с.ш., $69^{\circ}17'32''$ в.д.) (рис. 3). В обоих случаях высокobarические породы слагают будины, ориентированные согласно с простиранием сланцеватости вмещающей толщи и чешуйчатой структуры в целом. По мере приближения к эклогитовым телам облик вмещающих сланцев изменяется: среди мелкозернистого кварц-хлорит-серицитового агрегата начинают появляться отдельные порфирокласты калиевого полевого шпата размером от 2—3 до 10 мм. Постепенно их количество в породе возрастает и сланец переходит в blastsомилонит по гнейсу, а затем в типичный очковый гнейс. Очковые гнейсы состоят из мелкозернистого кварц-биотит-микроклин-плагноклазового матрикса и крупных, от 1 до 10 мм, порфиробластов микроклина. Они характеризуются темно-зеленой окраской и ярко выраженной полосчатостью, нередко смятой в микроскладки. Подобного облика гнейсы являются одним из главных типов вмещающих пород для эклогитов Кокчетавского метаморфического пояса как в

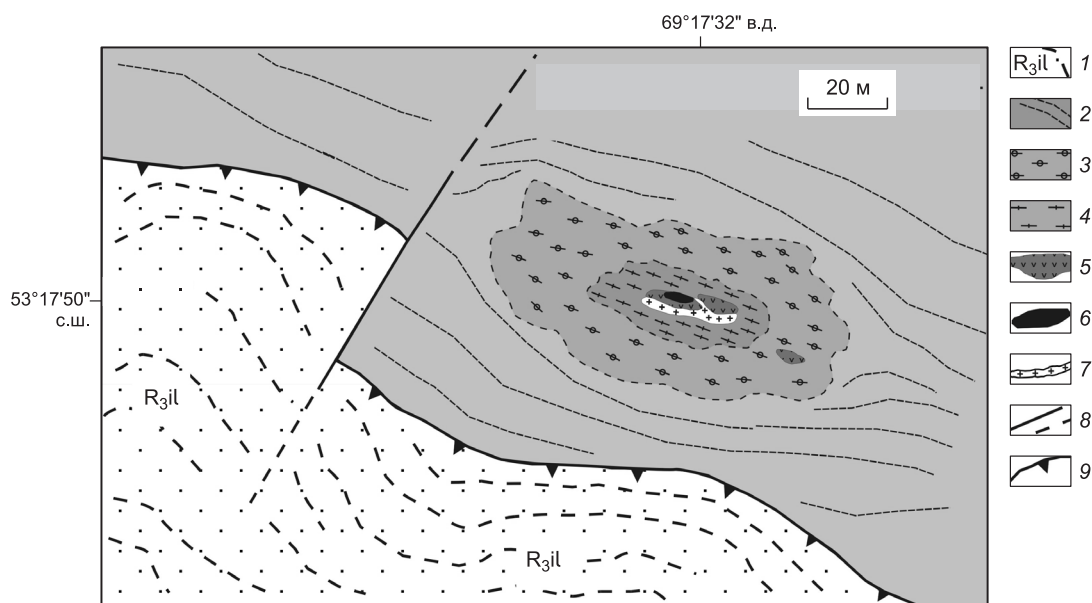


Рис. 3. Детальная геологическая схема местоположения эклогитов на Чайкинском участке.

1 — кварц-серицитовые сланцы илектинской серии, 2 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы (диафториты по гнейсам), 3 — blastsомилониты по гнейсам, 4 — очковые гнейсы, 5 — гранатовые амфиболиты, 6 — амфиболитизированные эклогиты, 7 — массивная гранат-кварцевая порода, 8 — разлом, секущий чешуйчатую структуру, 9 — надвиг в составе СКТЗ.

пределах Кумдыкульского, так и Кулетского блоков. Образцы эклогитов для изучения отбирались с восточной части участка.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БОРОВСКОГО УЧАСТКА

Боровской участок расположен к северу от Боровских гор, в 60 км к юго-востоку от г. Кокчетав (рис. 4). Здесь, как и на Чайкинском участке, СКТЗ сложена пакетом тектонических пластин. При пересечении СКТЗ от оз. Улькен-Сор на севере к оз. Майбалык на юге наблюдается следующая последовательность пластин: кварц-серицитовые сланцы и доломиты илектинской серии; милонитизированные сланцы и гнейсы с телами амфиболитов; кварц-гранат-мусковитовые сланцы, слюдиты и гнейсы с телами эклогитов; кварц-серицитовые сланцы и доломиты илектинской серии (пластина тонкая, прерывистая); сложная по составу доордовикская толща, включающая вулканомиктовый флиш, олистостромоконгломераты и плагиоклазовые порфириды.

Чешуйчатая структура интродуцирована позднесилурийскими [Шатагин, 1995; Шатагин и др., 1999] (боровским и орлиногорским) массивами боровского комплекса. Изометричная форма плутонов и резко секущий характер контактов показывают, что совмещение перечисленных пластин произошло до внедрения гранитов. На продолжении структуры запечатывают зону позднеордовикские [Магматизм..., 1988; Летников и др., 2009] плутоны крыккудукского комплекса, что позволяет считать ее возраст не только допозднесилурийским, но и допозднеордовикским.

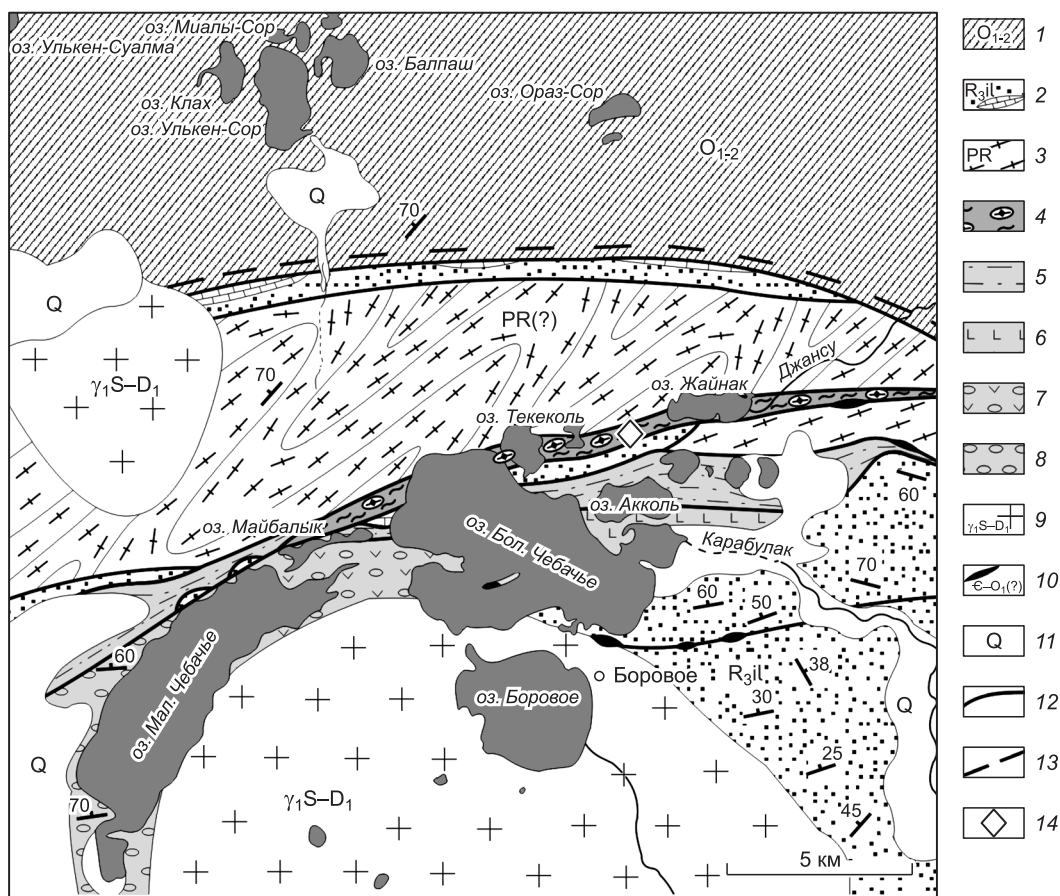


Рис. 4. Геологическая схема Боровского участка Северо-Кокчетавской тектонической зоны.

1 — осадочные и вулканогенно-осадочные ордовикские отложения Степнякской палеоостроводужной зоны; 2 — кварцитопесчаники и доломиты илектинской серии (поздний рифей, чехол Кокчетавского микроконтинента); 3 — гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, blastsмилониты по гнейсам протерозойского возраста (фундамент Кокчетавского микроконтинента); 4 — гранат-мусковитовые слюдиты и гнейсы с телами эклогитов; 5—8 — вулканогенно-осадочные комплексы доордовикской островной дуги (?): 5 — алевролиты, аргиллиты, песчаники (флишевые отложения), 6 — базальтовые порфириды, 7 — агломераты андезитового состава, 8 — валунные конгломераты (олистостромоконгломераты); 9 — силурийско-раннедевонские роговообманково-биотитовые граниты боровского комплекса; 10 — серпентиниты Щучинского офиолитового пояса; 11 — четвертичные отложения; 12 — разломы; 13 — зона милонитизации, трассирующая фронтальный надвиг Северо-Кокчетавской тектонической зоны; 14 — место отбора обр. Ф-06-22 на Ar/Ar датирование.

На Боровском участке обнажен контакт между СКТЗ и Степнякской зоной. Повсеместно он имеет тектонический характер. В контактовой зоне залегает комплекс динамосланцев. Степнякская зона к северу от СКТЗ сложена смятыми в складки вулканогенными и осадочными породами раннесреднеордовикского возраста [Обут и др., 2006]. В региональном масштабе складчатость северо-западной части Степнякской зоны конформна границам Боровского блока Кокчетавского массива, однако при детальном рассмотрении видно, что фронтальный разлом СКТЗ срезает складчатую структуру зоны. В районе к северу от озер Мал. и Бол. Чебачье СКТЗ имеет субширотное простирание, а пачки ордовикских вулканомиктовых песчаников, участвующих в складчатой структуре Степнякской зоны, имеют северо-восточное простирание, т.е. подходят к фронтальному разлому под углом и срезаются им. Такие взаимоотношения со складчатыми раннесреднеордовикскими комплексами Степнякской зоны позволяют датировать тектоническую активность СКТЗ в данном районе не древнее среднего ордовика.

Высокобарические породы Боровского района представлены эклогитами, будинообразные тела которых залегают среди кварц-гранат-мусковитовых сланцев (иногда почти мономинеральных слюдитов). Пластина слюдистых сланцев прослеживается (включая перекрытые четвертичными отложениями и водоемами интервалы), по крайней мере, на 25 км. От оз. Майбалык через перешеек между озерами Бол. Чебачьим и Акколь последние выходы находятся восточнее оз. Жайнак (см. рис. 4). При этом ширина ее составляет от километра до 500 м. Пластина содержащих эклогиты сланцев контактирует с пластинами, сложенными гнейсами, кварц-серицитовыми сланцами илектинской серии и доордовикскими вулканогенными и осадочными отложениями. Образцы эклогитов отбирались в восточной части участка, 5 км к востоку от оз. Жайнак.

Цирконы из гранитогнейсов вблизи контакта эклогит-слюдитовой и амфиболит-гнейсовой пластин на участке Майбалык датированы Ф.А. Летниковым и В.А. Халиловым [1994]. Все цирконы ложатся на дискордию, верхнее пересечение которой датирует возраст 1.2 млрд лет, а нижнее ~450 млн лет (поздний ордовик), что интерпретируется авторами как время проявления K-Si метасоматоза и формирования мусковитовых сланцев. По цирконам из жил гранодиоритов, секущих гнейсовую пластину, получена датировка 1128 ± 12 млн лет [Летников и др., 2007].

Нами проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование мусковита из кварц-гранат-мусковитовых сланцев, вмещающих эклогиты Боровского участка (обр. Ф-06-22, $53^{\circ}08'49.5''$ с.ш., $70^{\circ}19'9.6''$ в.д., $H = 325$ м).

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТОВ

Эклогиты обоих участков представляют собой мелкозернистые породы темно-зеленого и буро-зеленого цвета. Они состоят из граната (40—50 %), клинопироксена (30—40 %), кварца (5—10 %). К числу вторичных минералов относятся: амфибол, плагиоклаз, эпидот, биотит и кальцит, в качестве аксессуарных присутствуют рутил, циркон, апатит, сфен и ильменит. Структура пород порфиروبластовая, текстура массивная.

Гранат представлен бледно-розовыми и бесцветными зернами как изометричной, так и неправильной формы. Гранаты оптически однородны. Наиболее крупные гранаты содержат твердофазные включения — кварц, пироксен, рутил. Часто встречаются футляровидные (атолловые) гранаты, центр которых выполнен кварцем.

Клинопироксен представлен бледно-зеленоватыми и бесцветными не имеющими четких кристаллографических очертаний зернами. На основании изученных шлифов можно выделить две генерации этого минерала. К первой генерации (Срх-I) были отнесены бледно-зеленоватые и бесцветные порфиروبласты, у которых нет четких кристаллографических очертаний. Эти зерна клинопироксена в различной степени замещены клинопироксен-плагиоклазовым симплектитом (рис. 5). Ранее аналогичные симплектиты были установлены и описаны в эклогитах Кумдыкольского месторождения микроалмазов [Шацкий, Соболев, 1985]. Реликты клинопироксена первой генерации в основном сохраняются на контакте с гранатом. Вдоль контактов зерен клинопироксена с кварцем или плагиоклазом развивается пироксен-плагиоклазовый симплектит (клинопироксен второй генерации (Срх-II)). По размеру выделений Срх-II и P1 среди пироксен-плагиоклазовых симплектитов можно выделить несколько морфологических типов: очень тонкозернистый, мелкозернистый и крупнозернистый. Наиболее крупнозернистым симплектитом замещаются внешние части кристаллов клинопироксенов, образуя каемку вокруг Срх-I. Ближе к центру крупнозернистый симплектит сменяется мелкозернистым, и далее последний может переходить в тонкозернистый.

Кварц образует зерна неправильной формы с нормальным (не волнистым) погасанием. В пределах шлифов кварц распространен неравномерно. Часто он приурочен к небольшим жилкам, в которых встречается вместе с амфиболом и эпидотом. Поликристаллических псевдоморфоз по коэситу в изученных шлифах не установлено.

Амфибол встречается в виде отдельных небольших кристаллов и в виде крупных порфиروبластов, в последние заключены кристаллы граната, пироксена, Срх-P1 симплектита, кварца, эпидота и рутила.

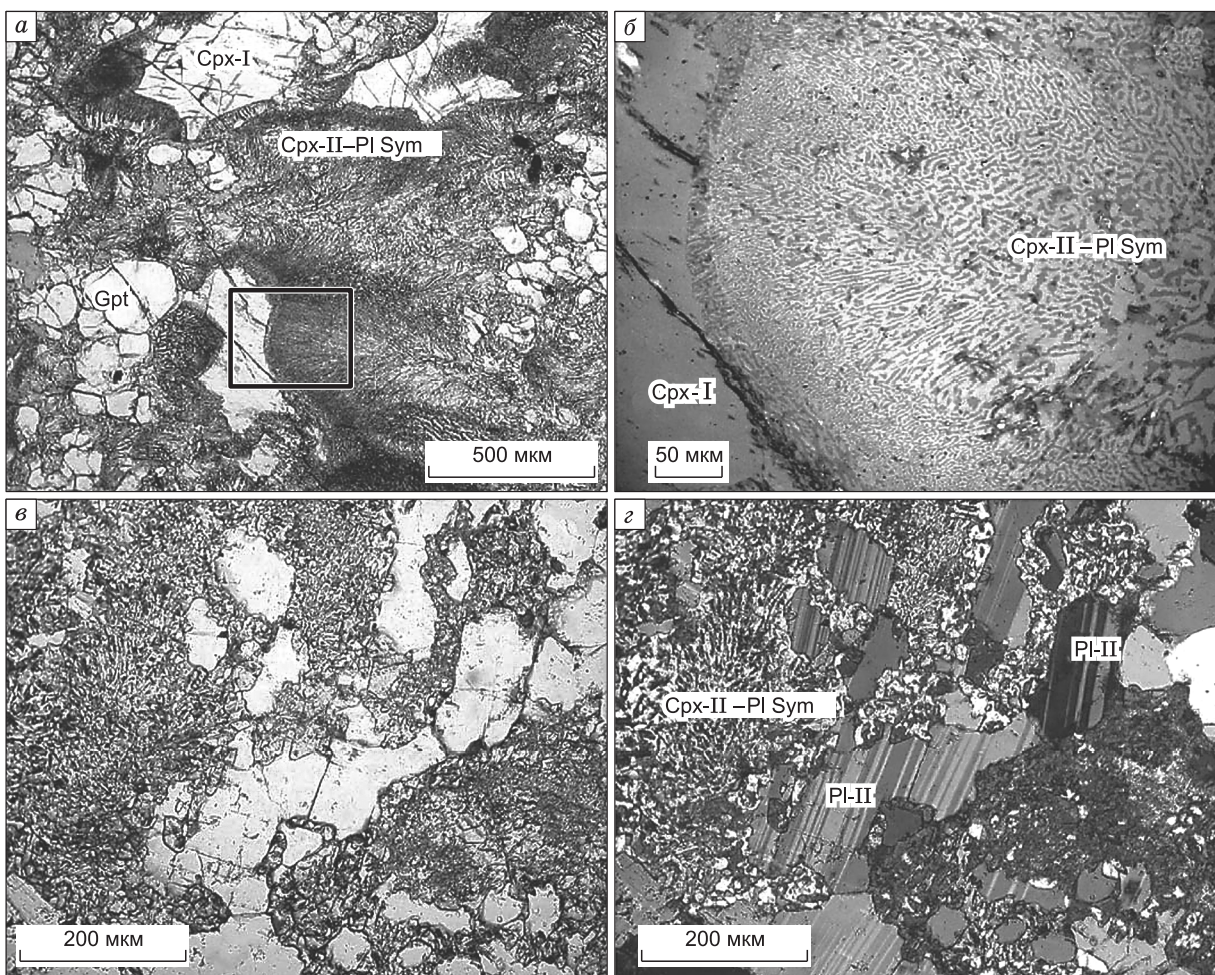


Рис. 5. Микрофотографии амфиболизированного эклогита с Чайкинского участка (обр. Ч-03-01).

a — реликты омфацита и граната (Grt); *б* — клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты на контакте с порфирибластом омфацита (положение показано на рис. 5, *a*); *в, з* — клинопироксен-плагиоклазовый симплектит (Cpx-Pl Sym) и идиоморфные кристаллы плагиоклаза второй генерации (Pl-II) (*в* — николи ||, *з* — николи ×).

Также наблюдается развитие амфибола по трещинкам в гранате. В одном из описанных шлифов был установлен амфибол-плагиоклазовый симплектит, который развивается по клинопироксену, гранату. Как и в случае пироксен-плагиоклазового симплектита, можно выделить различные стадии развития амфибол-плагиоклазового симплектита, а именно начальное его появление, выражающееся в частичном замещении пироксена, граната, и полное замещение этим продуктом перечисленных минералов. Амфибол-плагиоклазовый симплектит можно разделить на два морфологических типа: тонкозернистый и мелкозернистый.

Плагиоклаз также представлен двумя морфологическими типами: червеобразными обособлениями в клинопироксен-плагиоклазовом симплектите (Pl-I); идиоморфными кристаллами плагиоклаза (Pl-II) (см. рис. 5, *з*).

Эпидот представляет собой уплощенные, призматического габитуса бесцветные кристаллы. В изученных шлифах его содержание невысоко, распределен он крайне неравномерно. И, как отмечалось выше, он присутствует в жилках.

В качестве аксессуарных минералов широко распространены рутил и ильменит. Они встречаются как в матриксе, так и в виде включений в гранате. Наряду с ними в некоторых шлифах присутствуют апатит (менее 1 %), сфен и циркон, содержание которых не превышает 1.5 %.

На Чайкинском участке вдоль контакта между эклогитом и вмещающими породами нередко наблюдается зона, сложенная мелкозернистой лейкократовой породой. Микроскопические исследования позволили установить, что в ее составе преобладают кварц и гранат (более 80 %), на долю остальных минералов (плагиоклаз и калиевый полевой шпат) приходится не более 20 %.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ЭКЛОГИТОВ

По данным микронзондового анализа породообразующие гранаты обоих участков представляют собой серию твердых растворов пироп-гроссуляр-альмандинового состава (рис. 6). Все гранаты являются низкомарганцевыми, содержание MnO составляет 0.3—0.7 мас.%.
 Большинство гранатов являются незональными или же содержат гомогенное ядро, а незначительное изменение состава фиксируется в краевой зоне мощностью менее 50 мкм. Вместе с тем для кристаллов граната из эклогитов Чайкинского участка характерны вариации составов центральных и краевых зон. Составы центральных частей гранатов варьируют от $\text{Pyr}_{13-15}\text{Alm}_{50-51}\text{Grs}_{35-36}$ до $\text{Pyr}_{22-27}\text{Alm}_{48-56}\text{Grs}_{24-26}$ от зерна к зерну, а в соответствующих внешних частях составы гранатов изменяются от $\text{Pyr}_{11-12}\text{Alm}_{49-50}\text{Grs}_{31-36}$ до $\text{Pyr}_{20-26}\text{Alm}_{49-51}\text{Grs}_{25-26}$. Следует отметить, что количество пиропового компонента уменьшается от зерна к зерну по направлению к лейкократовой части, которая располагается на контакте эклогита с вмещающими гнейсами. Различное поведение элементов в гранатах может быть связано с локальными неоднородностями в составе протолита эклогитов. В эклогитах Кокчетавского массива аналогичная картина была установлена ранее [Корсаков и др., 1998].

Для гранатов из эклогитов Боровского участка характерно отсутствие зональности, центральные и краевые части имеют идентичный состав в пределах одного образца $\text{Pyr}_{17-18}\text{Alm}_{54-55}\text{Grs}_{28-29}$.
 Клинопироксены первой генерации эклогитов Чайкинского участка представлены омфацитами с содержанием жадеитового компонента от 37 до 40 %. Кальциевые молекулы Эскола (Ca-Esk) и Чермака (Ca-Tsch) отсутствуют. Клинопироксены второй генерации из симплектитов содержат от 5 до 14 % жадеитового компонента. Следует отметить, что для крупнозернистых симплектитов содержание Jd-минерала

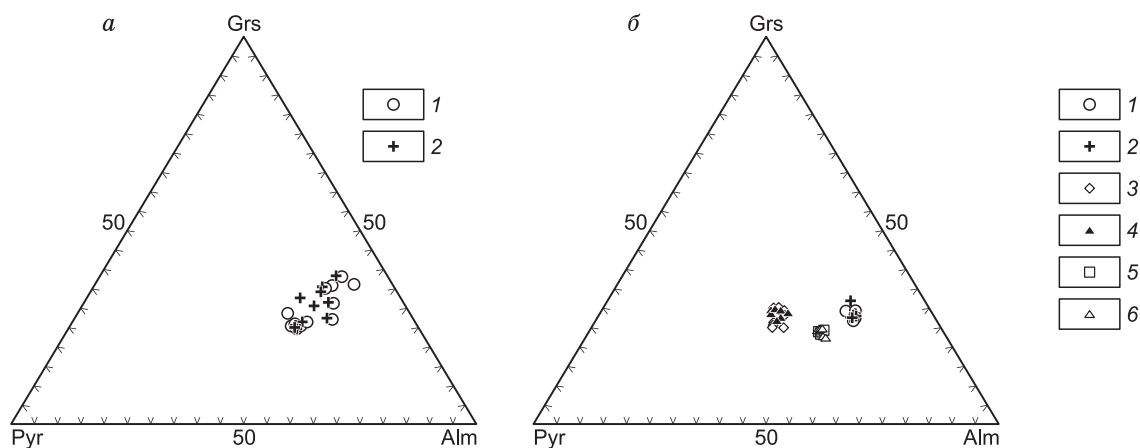


Рис. 6. Составы гранатов эклогитов (мол.%).

a — Чайкинский участок: 1 — Grt(ц) (обр. Ч-03-1, Ч-03-4), 2 — Grt(к) (Ч-03-1, Ч-03-4); *б* — Боровской участок: 1 — Grt(ц) (Г-01-3), 2 — Grt(к) (Г-01-3), 3 — Grt(ц) (С-01-1), 4 — Grt(к) (С-01-1), 5 — Grt(ц) (Г-01-4), 6 — Grt(к) (Г-01-4). Grs — гроссуляр, Alm — альмандин, Pyr — пироп.

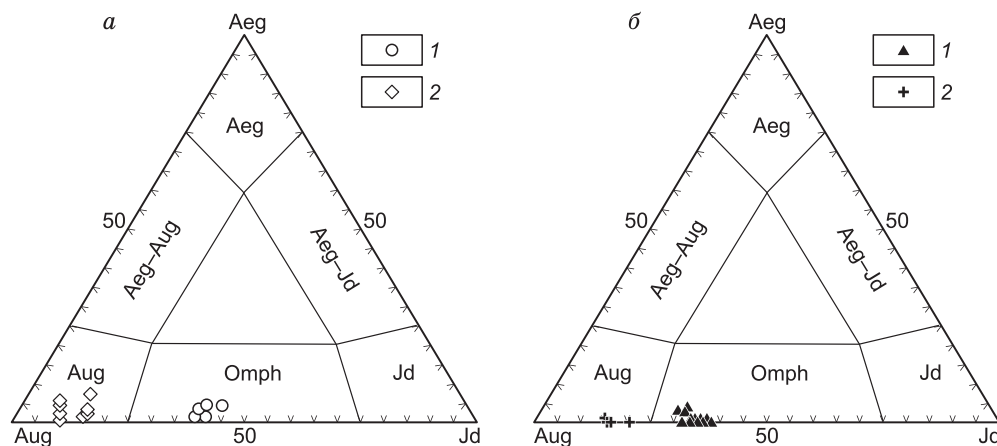


Рис. 7. Составы клинопироксенов эклогитов (мол.%).

a — Чайкинский участок: 1 — Срх-I (Ч-03-1, Ч-03-4), 2 — Срх-II (Ч-03-1, Ч-03-4); *б* — Боровской участок: 1 — Срх-I (Г-01-3, С-01-1), 2 — Срх-II (Г-01-3, С-01-1). Aeg — эгирин, Aug — авгит, Jd — жадеит, Omph — омфацит.

Таблица 1.

Представительные составы минералов эклогитов Чайкинского участка, обр. Ч-03-4

Минерал	GrtI(u)	GrtI(k)	Grt7(u)	Grt7(k)	Grt9(u)	Grt9(k)	Срх-I(u)	Срх-I(k)	Срх-I(u)	Срх-I(k)	Срх-I(u)	Срх-I(k)	Срх-И(κ)	Срх-И(κ)	СрX-Иnc
SiO ₂ , мас.%	38.1	38.0	38.1	38.7	38.4	38.3	56.3	56.0	56.7	56.0	56.7	56.0	56.8	56.7	56.7
TiO ₂	0.08	0.06	0.14	0.15	0.17	0.17	0.16	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.12	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	21.1	21.2	20.9	21.1	21.1	20.8	9.07	9.42	9.03	9.42	9.03	9.42	8.77	9.03	9.03
FeO	24.4	24.0	25.2	24.2	24.7	23.1	6.12	5.78	5.80	5.78	5.80	5.66	5.66	5.80	5.80
MnO	0.56	0.52	0.58	0.47	0.48	0.58	0.03	0.01	0.05	0.01	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
MgO	4.68	4.64	2.12	4.17	3.91	2.84	8.58	8.55	8.65	8.55	8.65	8.79	8.79	8.65	8.65
CaO	10.0	10.6	12.7	11.2	11.1	13.6	15.2	14.3	14.4	14.3	14.4	14.7	14.4	14.4	14.4
Na ₂ O	0.04	0.05	0.07	0.04	0.06	0.08	5.73	6.32	5.92	6.32	5.92	5.92	5.92	5.92	5.92
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Сумма	99.03	99.13	99.75	100.08	99.89	99.46	101.17	100.53	100.74	100.53	100.74	100.84	100.74	100.74	100.74
Si, ф.ед.	3.00	2.99	3.02	3.02	3.01	3.02	2.04	2.04	2.05	2.04	2.05	2.06	2.06	2.05	2.05
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.96	1.96	1.95	1.94	1.95	1.94	0.39	0.40	0.39	0.40	0.39	0.37	0.39	0.39	0.39
Fe	1.61	1.58	1.66	1.58	1.62	1.52	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18
Mn	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.55	0.54	0.25	0.48	0.46	0.33	0.46	0.46	0.47	0.46	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47
Ca	0.85	0.90	1.07	0.94	0.93	1.14	0.59	0.56	0.56	0.56	0.56	0.57	0.56	0.56	0.56
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.40	0.45	0.42	0.45	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42
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	0.00	0.00
Сумма	8.02	8.01	8.01	8.01	8.02	8.01	4.07	4.09	4.07	4.09	4.07	4.06	4.06	4.07	4.07

Минерал	Срх-Ia	Срх-IIa	Срх-IIb	Срх-IIIb	Pl-Ia	Pl-Ia	Pl-Ib	Pl-Ib	Pl-Ib	Pl-Ib	Pl-Ib	Amp2	Amp4	Amp5
SiO ₂ , мас. %	51.8	53.2	52.3	52.2	67.5	67.9	64.6	66.4	63.5	66.4	63.5	42.7	42.1	45.3
TiO ₂	0.28	0.20	0.21	0.28	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	1.23	1.29	1.27
Al ₂ O ₃	4.54	4.50	4.48	3.28	22.5	23.1	22.1	22.2	21.8	22.2	21.8	13.1	12.8	10.9
FeO	9.27	8.31	10.60	8.83	0.18	0.15	0.71	0.21	0.38	0.21	0.38	15.9	16.3	14.9
MnO	0.09	0.05	0.11	0.11	0.03	0.02	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.14	0.09	0.09
MgO	10.8	11.2	11.7	12.0	0.02	0.01	0.48	0.09	0.52	0.09	0.52	10.0	10.0	11.1
CaO	19.8	20.2	19.0	21.2	2.91	3.03	3.45	2.73	4.20	2.73	4.20	11.2	11.2	11.5
Na ₂ O	2.34	2.10	1.33	1.40	6.22	4.97	8.97	7.49	8.83	7.49	8.83	2.16	2.17	1.81
K ₂ O	0.00	0.00	0.15	0.00	0.08	0.10	0.11	0.12	0.08	0.12	0.08	0.99	1.13	0.50
Сумма	98.96	99.87	99.81	99.33	99.44	99.31	100.50	99.32	99.28	99.32	99.28	97.36	97.10	97.49
Si, ф. ед.	1.96	1.98	1.96	1.97	2.98	2.98	2.91	2.97	2.90	2.97	2.90	6.46	6.42	6.75
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.15	0.14
Al	0.20	0.20	0.20	0.15	1.17	1.19	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	2.33	2.31	1.92
Fe	0.29	0.26	0.33	0.28	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	2.01	2.08	1.86
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Mg	0.61	0.62	0.65	0.67	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.01	0.04	2.26	2.26	2.47
Ca	0.80	0.81	0.76	0.85	0.14	0.14	0.17	0.13	0.21	0.13	0.21	1.81	1.83	1.84
Na	0.17	0.15	0.10	0.10	0.53	0.42	0.78	0.65	0.78	0.65	0.78	0.63	0.64	0.52
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.19	0.22	0.09
Сумма	4.04	4.03	4.02	4.03	4.83	4.75	5.1	4.95	5.11	4.95	5.11	15.85	15.92	15.60

Примечание. Здесь и далее ц — анализ центральной части зерна, к — краевой части. Амр — амфибол, Срх-I — порфиобласты клинопироксена, Срх-IIa и Pl-Ia и Срх-IIIb и Pl-Ib — клинопироксен и плагиоклаз из крупнозернистого и мелкозернистого симплектитов соответственно, Срх-Inc — клинопироксен, присутствующий в виде включений в гранате.

Все железо представлено в виде FeO. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик Е.Н. Нигматулина.

Таблица 2. Представительные составы минералов эклогитов Боровского участка, обр. Г-01-4

Компонент	Grт6(ц)	Grт6(к)	Срх-I	Срх-I	Срх-IIa	Срх-IIa	Pl-Ia	Amp5	Amp6
SiO ₂ , мас. %	38.2	38.2	54.7	54.6	54.8	53.3	68.6	42.5	50.8
TiO ₂	0.06	0.05	0.17	0.12	0.20	0.12	0.01	0.63	0.12
Al ₂ O ₃	21.0	21.0	9.12	8.79	9.59	6.04	20.0	12.7	3.64
FeO	24.5	25.3	6.44	6.27	6.25	9.06	0.13	15.7	18.6
MnO	0.45	0.48	0.02	0.03	0.02	0.05	0.00	0.06	0.25
MgO	4.08	4.53	8.52	8.65	8.04	10.69	0.00	10.94	10.52
CaO	11.8	10.2	15.1	15.1	18.2	18.5	0.24	10.3	12.2
Na ₂ O	0.02	0.02	5.45	5.45	2.88	2.00	11.2	2.67	0.37
K ₂ O	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	0.16	0.08	1.06	0.20
Сумма	100.15	99.83	99.57	99.09	99.95	99.91	100.17	96.51	96.76
Si, ф.ед.	2.99	3.00	2.02	2.02	1.99	1.98	3.08	6.50	7.63
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01
Al	1.94	1.94	0.40	0.38	0.41	0.26	1.06	2.28	0.64
Fe	1.61	1.66	0.20	0.19	0.19	0.28	0.00	2.00	2.34
Mn	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
Mg	0.48	0.53	0.47	0.48	0.44	0.59	0.00	2.49	2.36
Ca	0.99	0.86	0.60	0.60	0.71	0.73	0.01	1.69	1.97
Na	0.00	0.00	0.39	0.39	0.20	0.14	0.97	0.79	0.11
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.21	0.04
Сумма	8.04	8.02	4.08	4.06	3.95	3.99	5.12	16.04	15.13

Таблица 3. Представительные составы минералов эклогитов Боровского участка, обр. С-01-1

Компонент	Grт6(ц)	Grт6(к)	Grт7(ц)	Grт7(к)	Срх3(ц)	Срх 3(к)	Срх5(ц)	Срх 5(к)	Срх-IIb	Срх-IIa	Pl-Ia	Amp2
SiO ₂ , мас. %	39.4	38.6	39.1	39.3	55.6	54.8	54.6	55.4	52.3	53.4	64.8	41.0
TiO ₂	0.06	0.17	0.07	0.07	0.12	0.14	0.10	0.40	0.22	0.28	0.02	0.51
Al ₂ O ₃	21.6	21.3	21.7	21.8	9.32	9.14	9.21	9.41	1.94	3.26	20.7	15.2
FeO	18.9	18.8	19.2	18.8	2.69	2.89	2.84	2.51	8.63	8.12	0.13	15.0
MnO	0.35	0.39	0.43	0.40	0.02	0.03	0.01	0.01	0.13	0.09	0.03	0.07
MgO	9.68	8.52	8.63	9.20	10.7	10.6	10.8	10.5	12.4	11.7	0.01	10.4
CaO	9.67	11.4	10.5	10.1	16.6	16.7	16.9	16.0	22.7	21.7	3.17	10.2
Na ₂ O	0.01	0.05	0.05	0.04	4.96	4.85	5.00	5.27	1.00	1.51	10.13	2.74
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.09	1.23
Сумма	99.75	99.31	99.79	99.89	100.12	99.31	99.55	100.13	99.34	100.06	99.09	96.31
Si, ф.ед.	2.99	2.97	2.98	2.99	2.01	2.00	1.99	2.01	1.97	1.99	2.97	6.27
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.06
Al	1.93	1.93	1.95	1.95	0.40	0.39	0.40	0.40	0.09	0.14	1.12	2.73
Fe	1.20	1.21	1.22	1.19	0.08	0.09	0.09	0.08	0.27	0.25	0.00	1.92
Mn	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	1.10	0.98	0.98	1.04	0.58	0.58	0.59	0.57	0.70	0.65	0.00	2.37
Ca	0.79	0.94	0.86	0.82	0.64	0.65	0.66	0.62	0.92	0.86	0.16	1.67
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.35	0.34	0.35	0.37	0.07	0.11	0.90	0.81
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.24
Сумма	8.03	8.08	8.03	8.03	4.06	4.05	4.08	4.06	4.03	4.01	5.16	16.08

составляет 12—14 %, для мелкозернистых 5—10 %. При этом содержание Ca-Tsch достигает для обоих видов симплектитов 4—7 %.

Клинопироксены первой генерации эклогитов Боровского участка представлены омфацитами с содержанием жадеитового компонента от 33 до 38 %. Са-молекулу Эскола не содержит ни один проанализированный клинопироксен. Концентрация Са-молекулы Чермака достигает 2 %. Клинопироксены второй генерации, проанализированные из симплектитов, содержат от 14 до 20 % жадеитового компонента. При этом концентрация Са-Tsch достигает 4—7 %. Составы Срх-I и Срх-II представлены на рис. 7.

Плагноклазы из клинопироксен-плагноклазовых симплектитов содержат СаО до 4 мас. % в эклогитах Чайкинского участка и 3—3.5 мас. % в эклогитах Боровского участка. Амфиболы имеют следующие характеристики: (Na + K) > 0.50 ф.ед., (Са + Na) > 1.0 ф.ед., что позволяет отнести их к натриево-кальциевым по классификации Лика [Leake, 1997]. Составы минералов эклогитов Чайкинского и Боровского участков представлены в таблицах 1—3.

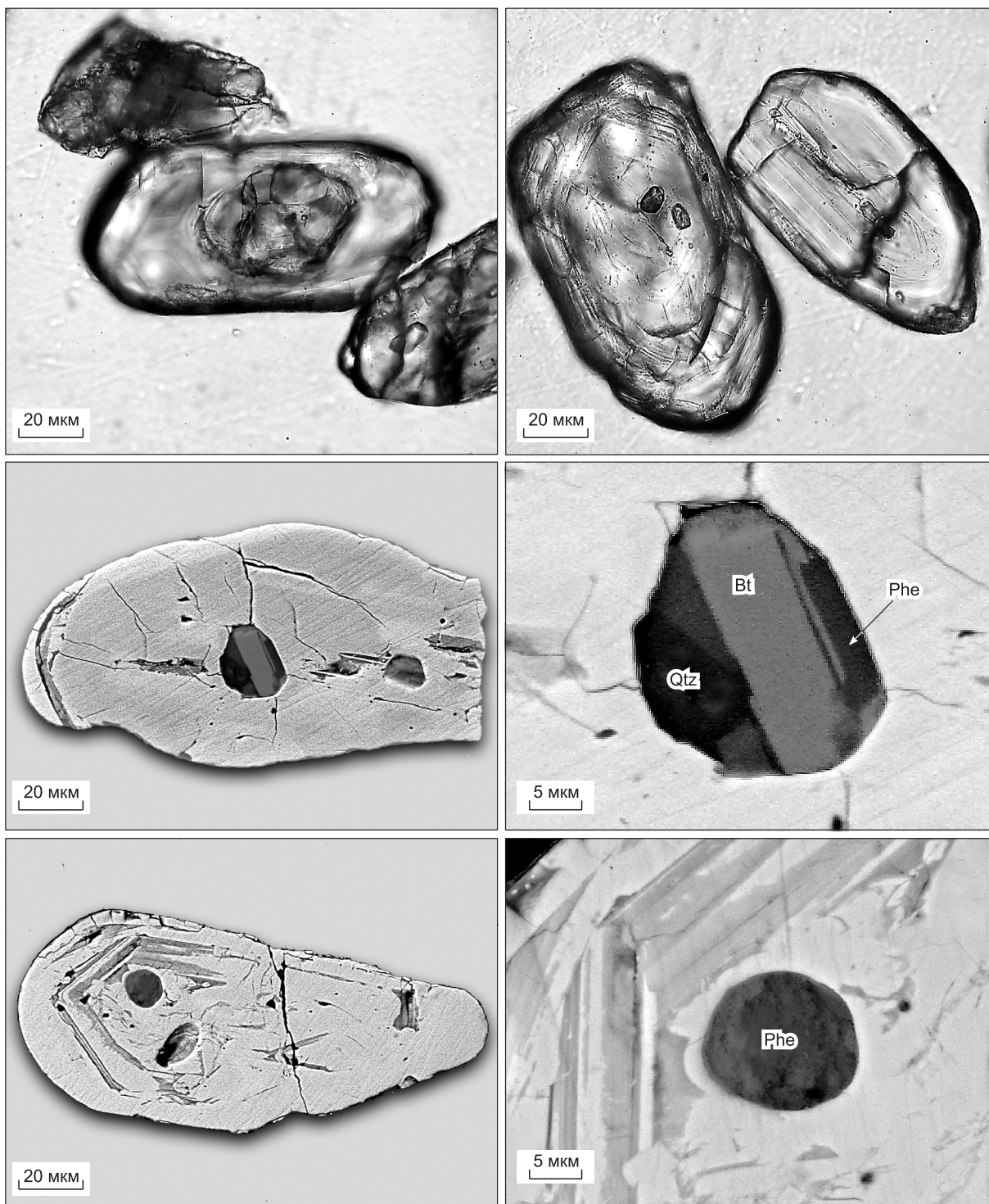


Рис. 8. Морфология и внутреннее строение цирконов из зоны контакта эклогита с очковыми гнейсами.

Qtz — кварц, Bt — биотит, Phe — фенгит.

Рутилы Чайкинского участка содержат повышенное количество Zr (до 2000 г/т) в сравнении с рутилами Боровского участка (до 450 г/т). Следует отметить, что для обоих исследованных участков состав рутилов-включений и рутилов, встречающихся в матрице, в пределах образца идентичны.

Твердофазные включения в цирконах. Как было установлено предыдущими исследованиями [Соболев и др., 1994; Shatsky et al., 1999; Корсаков и др., 1998; Hermann et al., 2001; Korsakov et al., 2002],

реликты высокобарических ассоциаций наиболее полно сохраняются в виде включений в цирконах, поэтому нами было проведено изучение твердофазных включений в цирконах. Всего из обр. эклогита Ч-03-1 было выделено и изучено 200 цирконов, в которых диагностированы и проанализированы 35 включений. В отличие от описанных ранее цирконов из эклогитов участка Барчинский [Корсаков и др., 1998] цирконы из обр. эклогита Ч-03-1 характеризуются удлиненной формой (коэффициент удлинения 1.2—2) и осциллирующей зональностью, типичной для цирконов из магматических пород (рис. 8). Среди твердофазных включений были идентифицированы однофазные и многофазные включения. В составе обеих групп диагностированы следующие минералы: биотит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, фенгит, кварц, эпидот, сфен, апатит. Составы минералов из включений представлены в табл. 4. Следует особо подчеркнуть, что минералы эклогитового парагенезиса во включениях диагностированы не были.

Таблица 4. Представительные анализы твердофазных включений, идентифицированных в цирконах, из эклогита обр. Ч-03-1

Компонент	Pl	Kfs	Bt	Phe	Ep	Ttn
SiO ₂ , мас. %	62.07	64.82	37.38	50.16	39.15	33.81
TiO ₂	0.09	0.01	3.37	2.28	0.22	30.90
Al ₂ O ₃	24.16	18.19	17.65	31.25	26.35	5.15
FeO	0.19	0.00	20.01	1.03	7.99	0.62
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.14	0.03
MgO	0.05	0.01	8.54	2.24	0.00	0.00
CaO	4.39	0.33	0.02	0.04	23.32	28.13
Na ₂ O	8.08	0.15	0.07	0.08	0.01	0.06
K ₂ O	0.80	16.60	9.63	8.18	0.02	0.01
Сумма	99.84	100.11	96.67	95.27	97.20	98.71
Si, ф.ед.	2.82	3.09	2.86	3.33	3.12	1.10
Ti	0.00	0.00	0.19	0.11	0.01	0.75
Al	1.29	1.02	1.59	2.44	2.47	0.20
Fe	0.01	0.00	1.28	0.06	0.53	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.00	0.00	0.97	0.22	0.00	0.00
Ca	0.21	0.02	0.00	0.00	1.99	0.98
Na	0.71	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.05	1.01	0.94	0.69	0.00	0.00
Сумма	5.09	5.15	7.84	6.86	8.13	3.05

Примечание. Kfs — калиевый полевой шпат, Ep — эпидот, Ttn — сфен.

ОЦЕНКИ *PT*-ПАРАМЕТРОВ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ЭКЛОГИТОВ

Поскольку в исследованных образцах не были диагностированы ни реликты коэсита, ни кварцевые псевдоморфозы по коэситу, то, вероятнее всего, на пике метаморфизма давление не превосходило 20 кбар. Оценка *TP*-параметров различных этапов метаморфизма производилась с помощью программы THERMOCALC [Holland, Powel, 1998]. Температурные оценки пика метаморфизма были выполнены по равновесиям Grt-Cpx-I по геотермометру Эллиса—Грина [Ellis, Green, 1979] и геотермометру, основанному на растворимости Zr в рутиле [Zack et al., 2004; Watson et al., 2006]. Выбор этих двух геотермометров был обусловлен тем, что полученные по ним оценки наиболее близки в сравнении с другими калибровками гранат-клинопироксенового геотермометра [Krogh-Ravna, 2000]. Получены следующие оценки условий формирования эклогитов — для Чайкинского участка $T = 800—850$ °C, $P = 18—20$ кбар и $T = 750—800$ °C, $P = 17—18$ кбар для эклогитов Боровского участка, что соответствует глубинам около 55—60 км.

Наиболее высокие значения температур для эклогитов Чайкинского участка отвечают лейкократовой части образца (из зоны контакта с вмещающими гнейсами), тогда как в самом эклогите на удалении от контакта температурный интервал значительно ниже $T = 650—800$ °C. Принципиально возможны два варианта объяснения наблюдаемой закономерности. Во-первых, изменения валового состава системы в приконтактной зоне неизбежно приведут к изменению состава гранатов в этой зоне. Поэтому наблюдаемое увеличение оценок температуры может быть следствием взаимодействия между химически неравновесными средами. С другой стороны, на этапе эксгумации гнейсы могли представлять собой частично расплавленные породы [Dobretsov, Shatsky, 2004]. В этом случае, в силу реологических различий скорость эксгумации гнейсов и эклогитов на ранней стадии (до кристаллизации кислых расплавов в коровых условиях) может существенно различаться. Гидродинамические особенности могут привести к тому, что в контакте с более холодными эклогитами будут находиться частично расплавленные породы с более глубоких уровней, а следовательно, и более высокотемпературные. Относительно короткое термическое воздействие горячих вмещающих пород будет приводить к образованию промежуточной зоны, характеризующейся более высокими температурами в сравнении с температурами, существовавшими при образовании эклогитов на пике метаморфизма. В пользу последней модели может свидетельствовать тот факт, что цирконы из вмещающих пород и переходной зоны обладают типичной для магматических пород морфологией и внутренним строением. А диагностированные в них полифазные включения, как прави-

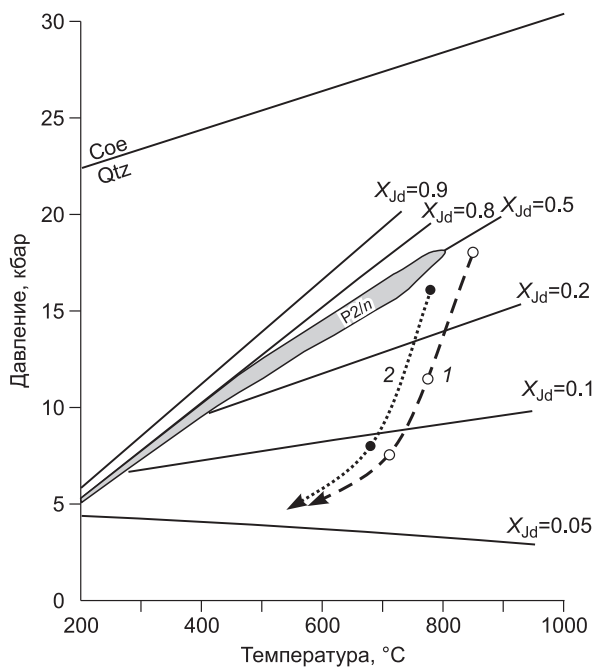


Рис. 9. *P*-*T*-тренд метаморфической эволюции эклогитов Чайкинского (1) и Боровского (2) участков.

Показана линия реакции полиморфного перехода кварц (Qtz)—коэзит (Coe), содержание жадеитового компонента (X_{Jd} , мол.%), область упорядоченных клинопироксенов со структурой P2/n [Holland, 1980] в пироксене при различном давлении и поле разрыва смешимости в твердом растворе жадеит-авгит.

ло, интерпретируются как продукт раскристаллизации захваченных капель расплава [Hermann et al., 2001; Hwang et al., 2001; Korsakov, Hermann, 2006; Perchuk et al., 2008].

Образование клинопироксен-плаггиоклазового симплектита позволило определить условия регрессивной стадии метаморфизма по равновесиям $Jd + Qtz = Ab$ [Holland, 1980; Перчук, 1992] и $Alm + Di = Hed + Pyg$ [Ellis, Green, 1979]. Для Чайкинского участка на основании различного содержания жадеитового компонента в пироксенах из клинопироксен-плаггиоклазового симплектита (Срх-II) было выделено две подстадии: 1) образование крупнозернистого клинопироксен-плаггиоклазового симплектита при $T = 760—790$ °C, $P = 11—12$ кбар; 2) образование мелкозернистого клинопироксен-плаггиоклазового симплектита при $T = 700—730$ °C, $P = 7—8$ кбар. Сходные оценки температур и давлений ($T = 750—780$ °C, $P = 11—14$ кбар) были получены и по Pl-Hbl геотермометру [Holland, Blundy, 1994] и Срх-Pl-Hbl барометру [Holland, Powell, 1998].

По симплектитам эклогитов Боровского участка получены $T = 670—700$ °C и $P = 8—10$ кбар. Кроме того, реакционные структуры эклогитов из западной части той же пластины (в районе оз. Майбалык) описаны в работе [Ларикова, Шершакова, 2005]. Этими авторами установлено, что омфациит замещается клинопироксен-плаггиоклазовым симплектитом, образованным при $T = 700—720$ °C, $P = 8.5—9.5$ кбар, а зерна граната окружены коронами из плаггиоклаза и роговой обманки, сформированными при $670—680$ °C и $4—6$ кбар.

По симплектитам эклогитов Боровского участка получены $T = 670—700$ °C и $P = 8—10$ кбар. Кроме того, реакционные структуры эклогитов из западной части той же пластины (в районе оз. Майбалык) описаны в работе [Ларикова, Шершакова, 2005]. Этими авторами установлено, что омфациит замещается клинопироксен-плаггиоклазовым симплектитом, образованным при $T = 700—720$ °C, $P = 8.5—9.5$ кбар, а зерна граната окружены коронами из плаггиоклаза и роговой обманки, сформированными при $670—680$ °C и $4—6$ кбар.

Наиболее сложно оценить *TP*-параметры для третьего этапа — диафтореза. Но обширное замещение высокобарических ассоциаций серицитом и хлоритом может свидетельствовать в пользу того, что на одном из заключительных этапов условия метаморфизма соответствовали зеленосланцевой фации. Наиболее вероятно, что именно с этим этапом связано преобразование вмещающих пород (бластомилонитов) в кварц-серицит-хлоритовые сланцы на Чайкинском участке и формирование кварц-гранат-мусковитовых сланцев Боровского участка. А поскольку в некоторых кварц-гранат-мусковитовых сланцах диагностирован кианит, то давление этого этапа может быть оценено как $4—6$ кбар. Таким образом, эклогиты СКТЗ являются среднетемпературными (кулетского типа) [Шацкий, Соболев, 1985], *TP*-тренды эклогитов обоих участков очень похожи между собой (рис. 9).

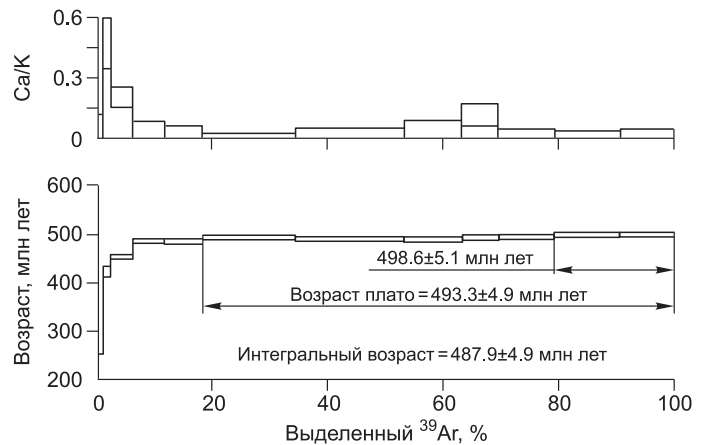
⁴⁰Ar/³⁹Ar ДАТИРОВАНИЕ

Навеска мусковита (размер чешуек $0.2—0.5$ мм) из обр. Ф-06-22 кварц-гранат-мусковитовых сланцев, вмещающих эклогиты Боровского участка, совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, была завернута в алюминированную фольгу, помещена в кварцевую ампулу, которая после откачки из нее воздуха была запаена. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС (г. Москва) в 1988 г. как стандартный К/Аг образец, был аттестован в качестве Аг/Аг монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m, биотита LP-6. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевая ампула с образцом облучена в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом институте. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперимент по ступенчатому прогреву проведен в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ⁴⁰Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Рис. 10. Ca/K и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры мусковита Ф-06-22.

В возрастном спектре мусковита наблюдается хорошо выраженное плато, характеризующееся значением 493 ± 4.9 млн лет (рис. 10). В высокотемпературной части спектра происходит некоторое увеличение возрастных значений. Так, среднее по двум последним ступеням составило 499 ± 5 млн лет. Можно предположить, что более древние значения возраста соответствуют более крупным зернам мусковита, либо центральным частям зерен, эффективное закрытие изотопной системы которых произошло раньше.

Следует заметить, что полученная датировка несколько древнее полученных по мусковиту из кварц-мусковитовых динамосланцев ($490\text{—}478$ млн лет) [Добрецов и др., 2005б], которые интерпретируются как соответствующие времени формирования чешуйчатой структуры Северо-Кокчетавской тектонической зоны.



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

По своим петрографическим, петрохимическим и минералогическим особенностям описанные выше породы идентичны эклогитам Кокчетавского метаморфического пояса. Подобно эклогитам КМП, они залегают в виде будин в биотитовых порфиробластических гнейсах или гранат-мусковитовых динамосланцах. Термодинамические параметры высокобарического этапа метаморфизма для эклогитов Чайкинского и Боровского участков составляют соответственно $T = 800\text{—}850$ °C, $P = 18\text{—}20$ кбар и $T = 750\text{—}800$ °C, $P = 17\text{—}18$ кбар, что отвечает глубинам около $55\text{—}60$ км. Симплектитовые структуры, выявленные в эклогитах, являются результатом достаточно быстрого подъема эклогитов в коровых условиях. Ранние стадии эксгумации в эклогитах запечатлены в формировании двух генераций клинопироксен-плаггиоклазовых симплектитов в условиях гранулитовой фации метаморфизма, вероятно, на уровне нижней коры. В малоглубинных условиях высокобарические породы подверглись сильному диафорезу в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Вмещающие гнейсы были преобразованы в бластомилониты, а затем в кварц-хлорит-серицитовые сланцы.

В структуре Северо-Кокчетавской тектонической зоны отдельные пластины эклогит-гнейсового комплекса Кокчетавского региона совмещены со слабометаморфизованными отложениями, занимающими приповерхностные уровни земной коры. Принципиальным является вопрос датирования описанной структуры, так как речь идет о заключительном этапе эксгумации высокобарических пород (из нижне-среднекоровых уровней), данные о котором в литературе практически отсутствуют.

Определение возраста тектонической активности аккреционно-коллизийной зоны проводилось тремя независимыми методами — Ar-Ar датированием синтетектонического мусковита из динамосланцев отдельных разломных зон, палеонтологическим методом по синтетектоническим олистостромам и изучением соотношений между разновозрастными комплексами при геологическом картировании [Добрецов и др., 2005а,б; Обут и др., 2006; Жимулев, 2007]. Большинство датировок по мусковиту из динамосланцев из различных частей СКТЗ попадают в интервал $492\text{—}487$ млн лет, что соответствует позднему кембрию—раннему ордовику. Олистостромы имеют также раннеордовикский, но более молодой, преимущественно аренигский возраст. Геологические соотношения свидетельствуют, что тектонические движения происходили и в среднем ордовике. Вероятно, изотопные датировки отражают более ранние относительно глубинные деформации, с которыми связано формирование динамосланцев, а более молодые аренигско-среднеордовикские тектонические движения по тем же разломным зонам происходили в близповерхностных условиях и проявились в формировании олистостром, меланжей и тектонических брекчий.

Температура закрытия K-Ar изотопной системы мусковита при размере зерна порядка $1\text{ мм} \sim 370$ °C [Hodges, 2004]. Учитывая, что даже последняя стадия регрессивного метаморфизма эклогитов в условиях зеленосланцевой фации соответствует температурам ~ 500 °C, а размер чешуек мусковита в исследованном образце заметно меньше 1 мм и, соответственно, эффективная температура закрытия его изотопной системы не превышает 370 °C, можно сделать вывод, что все выявленные этапы регрессивного метаморфизма эклогитов предшествовали охлаждению вмещающих эклогиты сланцев и закрытию изо-

топной системы мусковита 493 млн лет назад. С учетом значений возраста в высокотемпературной части спектра — не позже 499 млн лет. Таким образом, в верхнекоровые условия эклогиты Северо-Кокчетавской тектонической зоны попали в среднем кембрии, а дальнейший их подъем, не фиксируемый изотопно-геохронологическими методами, продолжался в позднем кембрии—раннем—среднем ордовике и привел к совмещению с осадочными и вулканическими породами Степнякской островной дуги.

Позднекембрийско-раннеордовикский тектонометаморфический этап широко проявлен и в породах Кокчетавского метаморфического пояса. Многочисленные датировки в диапазоне 490—480 млн лет получены по слюдам из динамосланцев, ограничивающих отдельные блоки разного состава в структуре КМП, из гнейсов и высокоглиноземистых сланцев пояса [Travin, 1999; Де Граве и др., 2006; Добрецов и др., 2006]. Раннеордовикские тектонометаморфические события интерпретируются как результат коллизии Кокчетавского микроконтинента с позднекембрийско-раннеордовикской островной дугой и совмещения различных фрагментов субдукционной зоны, что привело к формированию кокчетавского метаморфического комплекса и Северо-Кокчетавской тектонической зоны [Добрецов и др., 2006; Добрецов, Буслов, 2007].

Структурная ассоциация эклогит-гнейсовых и эклогит-сланцевых пластин с офиолитами, олистостромами, деформированными фрагментами метаморфического фундамента и осадочного чехла микроконтинента в позднекембрийско-ордовикской аккреционно-коллизийной зоне свидетельствует о формировании и эксгумации эклогитов Кокчетавского региона в ходе кембрийско-ордовикских субдукционно-коллизийных процессов.

Работа выполнена при поддержке ИП СО РАН 9.21 «Геодинамические процессы в зонах субдукции: теплофизическое (экспериментальное и теоретическое) моделирование и сопоставление с геолого-геофизическими данными», и РФФИ (грант 08-05-00733).

ЛИТЕРАТУРА

Абдулкабирова М.А. Эклогиты из Кокчетавского района // Вестн. Каз. филиала АН СССР, 1946, № 2—3, с. 36—38.

Бабичев Е.А., Богоявленская И.А., Булыго Л.В., Мазарович О.А., Минервин О.В., Розен О.М. О природе границ Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ, 1968, № 1, с. 76—91.

де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермиш П., Мак-Виллиамс М.О., Меткалф Дж. Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоне: новые структурные и ^{40}Ar - ^{39}Ar данные // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 445—454.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—109.

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005а, т. 46 (8), с. 806—816.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннеордовикская коллизийно-субдукционная зона // Докл. РАН, 2005б, т. 402, № 2, с. 1—5.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

Жимулев Ф.И. Тектоника и раннеордовикская геодинамическая эволюция Кокчетавского НР — УНР метаморфического пояса: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2007, 16 с.

Жуков М.А., Рахимбаев Т.Б. Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Серия Улутау-Кокчетавская. Лист N-42-XXIX. Л., ВСЕГЕИ, 1964, 90 с.

Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В. Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 1, с. 77—81.

Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск, Наука, 1978, 111 с.

Ларикова Т.Л., Шершакова М.М. Ретроградные реакционные структуры в эклогитах оз. Майбалык (Кокчетавский массив, Северный Казахстан) // Строение литосферы и геодинамика (материалы XXI Всероссийской молодежной конференции). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 164—165.

Летников Ф.А., Халилов В.А. К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. РАН, 1994, т. 334, № 3, с. 352—355.

Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвиллского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Докл. РАН, 2007, т. 417, № 2, с. 221—224.

Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническое положение // Докл. РАН, 2009, т. 424, № 2, с. 222—226.

Магматизм Северного Казахстана / Ред. А.А. Абдулин. Алма-Ата, Наука, 1988, 166 с.

Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И. Время коллизии Кокчетавского массива со Степнякской островной дугой по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 455—461.

Перчук А.Л. Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита // Докл. АН СССР, 1992, т. 324, р. 1189—1286.

Розен О.М., Богоявленская И.А. Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Серия Улутай-Кокчетавская. Лист N-42-XXVIII. Л., ВСЕГЕИ, 1962, 112 с.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // Докл. РАН, 1994, т. 334, № 4, с. 488—492.

Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана / Ред. А.А. Абдулин. Алма-Ата, Наука, 1988, 191 с.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М., Наука, 1985, 288 с.

Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана, 2001, № 2, с. 4—12.

Шатагин К.Н. Нарушение замкнутости Rb-Sr-изотопной системы полевых шпатов в гранитах Золотоношского массива (Северный Казахстан) как свидетельство низкотемпературного преобразования // Докл. РАН, 1995, т. 344, № 1, с. 106—109.

Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В. Изотопный состав Sr и Nd в гранитоидах Кокчетавского массива // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 4, с. 525—528.

Шацкий В.С., Соболев Н.В. Пироксен-плаггиоклазовые симплектиты в эклогитах Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 1985 (9), с. 83—89.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Гилберт А.Е. Эклогиты Кокчетавского массива // Эклогиты и глаукофановые сланцы складчатых поясов. Новосибирск, Наука, 1989, с. 54—83.

Шацкий В.С., Ягоуц Э.Ч., Козменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.

Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.G., Podkuiko Y.A. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // Tectonophysics, 1994, v. 233, p. 293—313.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav Massif: facts and models // Lithos, 2004, № 78, p. 307—318.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of Kokchetav complex, North Kazakhstan: the geologic enigma of UHP crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // The Island Arc, 1995, v. 4, p. 267—279.

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

Herman J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // Contr. Miner. Petrol., 2001, v. 141, p. 66—82.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system // Treatise on geochemistry. Oxford, Elsevier, 2004, p. 263—292.

Holland T.J.B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600—1200 °C // Amer. Miner., 1980, v. 65, p. 129—134.

Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and update internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: system K₂O—Na₂O—CaO—MgO—FeO—Fe₂O₃—Al₂O₃—TiO₂—SiO₂—C—H₂—O₂ // J. Metamorph. Geol., 1990, v. 8, p. 89—124.

Holland T.J.B., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 116, p. 433—447.

Holland T.J.B., Powel R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—343.

Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Lin C.-C. Genesis of microdiamonds from melt and associated multiphase inclusions in garnet of ultrahigh-pressure gneiss from Erzgebirge, Germany // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 9—15.

Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 104—118.

Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A. Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav Massif // *Europ. J. Miner.*, 2002, v. 14, p. 915—929.

Krogh-Ravna E. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 211—219.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C., Ungaretti L., Whittaker E.J., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

Massago H. Metamorphic petrology of the Barchi-Kol metabasites, western Kokchetav ultrahigh-pressure-high-pressure massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 358—378.

Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y. Petrology of diamond-grade eclogite in the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 379—399.

Perchuk A.L., Burchard M., Maresch W.V., Schertl H.P. Melting of hydrous and carbonate mineral inclusions in garnet host during ultrahigh pressure experiments // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 25—45.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

Travin A.V. Ar/Ar geochronology of the Kokchetav megamelange // Fourth International eclogite field symposium guide to the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of Kokchetav Massiv. Novosibirsk, United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, 1999, p. 52—56.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A.V., Travin A.V., Shatsky V.S., Smirnova L.V., Boven A. Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (north Kazakhstan): Difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *The Island Arc*, 2000a, v. 9, p. 284—303.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Smirnova L.V., Korsakov A.V. The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova*, 2000b, v. 12, № 4, p. 181—187.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 413—433.

Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, p. 471—488.

*Рекомендована к печати 26 февраля 2009 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 10 апреля 2008 г.,
после доработки — 17 ноября 2008 г.*