

Термобарические условия эксгумации Ti-клиногумитовых гранатитов Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны, Северный Казахстан

Селяницкий А. Ю., Ревердатто В. В.

Аннотация

Исследована новая разновидность Ti-клиногумитовых гранатитов («гранатовых перидотитов») алмазоносного террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве. Впервые в этих породах диагностированы ультравысокобарическая фаза Ti-хондродит, ортопироксен и контрастно-зональные гранаты с регрессивной зональностью. Ti-хондродит и ортопироксен ранее не описывались в этих породах, а состав граната считался однородным. Основываясь на характере химической зональности граната и ортопироксена выделен пиковый и три регрессивных парагенезиса этих минералов. С использованием гранат-ортопироксеновой геотермобарометрии впервые для кумдыкольского террейна на основе количественных P-T оценок Ti-клиногумитовых гранатитов построен детальный регрессивный P-T тренд, включающий УНР пиковую стадию (55-57 кбар, 1075-1120 оС), и три стадии регрессивного метаморфизма: в УНР (32 кбар, 830 оС), НР (21 кбар, 750 оС) и МР (12 кбар 740 оС) условиях. Для террейна Кумды-Коль это наиболее подробный P-T тренд, отражающий субизотермическую декомпрессию при эксгумации коровых пород с мантийных глубин (~ 170 км) в нижнекоровые условия (~ 36 км). Указанные минералогические находки позволили все описываемые стадии метаморфизма реконструировать по одной и той же породе и с использованием различных генераций одних и тех же минералов (граната и ортопироксена), образованных на разных стадиях тектоно-метаморфической эволюции кумдыкольского террейна. Сохранение реликтов минеральной зональности ранних метаморфических стадий по всей вероятности связано с высокими скоростями подъёма, обусловившими быстрое снижение P-T параметров и кратковременность регрессивного метаморфизма. Практически полная идентичность полученного P-T тренда террейна Кумды-Коль с P-T трендом террейна Барчи подтверждает единую тектоно-метаморфическую эволюцию всей западной (алмазоносной) части Кокчетавского массива.

Ключевые слова:

УНР метаморфизм, гранатиты, Ti-хондродит, Ti-клиногумит, Grt перидотиты, P-T тренд, Кокчетавский массив

**ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭКСГУМАЦИИ
ТИ- КЛИНОГУМИТОВЫХ ГРАНАТИТОВ
КОКЧЕТАВСКОЙ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ,
СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН**

Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В.

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

ВВЕДЕНИЕ

Один из важных вопросов, который сохраняется для ультравысокобарических (УНР) пород Кокчетавского массива (рис. 1) это детализация Р-Т тренда, отражающего стадии эксгумации субдуцированных и метаморфизованных коровых пород с мантийных глубин обратно в земную кору [Dobretsov, Shatsky, 2004]. Интенсивные минеральные преобразования во время эксгумации, а также гомогенизация состава зональных минералов вследствие внутризерновой диффузии или перекристаллизации зерен часто стирают информацию о прогрессивной ветви, условиях пика метаморфизма и ранних регрессивных этапах [Hermann, Rubatto, 2014]. В решении этой проблемы большую роль играют сохранившиеся в породе минеральные реликты (не прореагировавшие до конца фрагменты фаз или внутренние участки минерала, не измененные внутризерновой диффузией), которые несут информацию о физико-химических условиях формирования горных пород и их метаморфической эволюции. Их наличие дает возможность оценить Р-Т условия промежуточных тектоно-метаморфических этапов и построить модель вывода УНР пород на поверхность.

Ключевым и наиболее детально изученным районом в Кокчетавском массиве является алмазоносный террейн Кумды-Коль (рис. 2) в западной его части. Именно здесь впервые в мире были открыты алмазы в коровых породах [Розен и др., 1972; Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1991]. Во многом именно на этом террейне «отрабатывались» модели эксгумации глубоко субдуцированных коровых пород Кокчетавского массива (см. обзоры в [Добрецов и др., 2005; Dobretsov, Shatsky, 2004; Shertl, Sobolev, 2013]). К настоящему времени для кумдыкольского террейна накопилось много Р-Т оценок пикового этапа УНР метаморфизма при 40-70 кбар, 1000-1200 °С и регрессивного метаморфизма низов гранулитовой фации при ~ 10 кбар, 700-800 °С (табл. 1, а также рис. 13а). Этот значительный по давлению интервал отражает субизотермическую декомпрессию УНР пород при эксгумации субдуцированных фрагментов земной коры из мантии обратно к поверхности. Самые низкие Р-Т оценки, составляющие 2-5 кбар, 420-600 °С являются результатом субизобарического остывания эксгумированных УНР пород в

земной коре при регрессивном метаморфизме от гранулитовой к эпидот-амфиболитовой и фации зелёных сланцев.

Ранние оценки пикового давления УНР метаморфизма составляли 40 кбар и чуть выше [Sobolev, Shatsky, 1990; Dobretsov et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Hermann et al., 2001]. Они имели относительный характер и показывали только минимальный (по давлению) предел УНР метаморфизма, установленный по находкам алмаза в гнейсах и известково-силикатных породах (последние известны также как пироксен-карбонатные и метакарбонатные породы или доломитовые мрамора). Позднее были получены более высокие количественные оценки давления, большинство из которых основаны на содержании K_2O в клинопироксене эклогитов и известково-силикатных пород (табл. 1). Этим методом получены одни из наиболее высоких оценок – 60-73 кбар. Меньшая часть получена с помощью других минералов и методов (табл. 1).

Заметим, что при большом количестве методов и самих оценок максимального давления метаморфизма, промежуточные высокobarические оценки регрессивных этапов в Кумдыкольском террейне до сих пор носят единичный характер. В работе [Ogasawara et al., 2000] на основе данных по устойчивости Mg-кальцита в алмазоносных известково-силикатных породах (доломитовых мраморах) из разведочной штольни на южном берегу оз. Кумды-Коль вычислены приблизительные минимальные P-T условия регрессивной стадии: $P > 25$ кбар, $T > 800$ °C. До настоящего момента эти данные являлись единственной оценкой УНР регрессивного этапа для пород террейна Кумды-Коль (табл. 1, а также обзор [Schertl, Sobolev, 2013]).

В то же время детально дешифрованный P-T тренд играет ключевую роль при построении корректной петролого-тектонической модели эксгумации УНР пород [Hirajima, Nakamura, 2003; Dobretsov, Shatsky, 2004]. По мнению [Dobretsov, Shatsky, 2004] важнейшим вопросом при изучении процессов эксгумации субдуцированных коровых пород Кокчетавского массива является траектория P-T пути, который соединяет пиковую стадию УНР метаморфизма ($P > 40$ кбар), протекавшего на мантийных глубинах и ретроградную стадию гранулитового метаморфизма ($P \sim 10$ кбар), фиксирующую «появление» эксгумированных из мантии пород в нижней коре.

Широко применяемым методом, позволяющим получить точные количественные оценки, как пика УНР метаморфизма, так и УНР/НР регрессивных этапов, является Grt-Орх¹ геотермобарометрия гранатовых перидотитов, чьи крупные и мелкие блоки и линзы широко распространены во многих коллизионных зонах мира совместно с эклогитами и гнейсами [Kalt et al., 1995; Kadarusman, Parkinson, 2000; Zhang et al., 2000; Schmadicke et al., 2010; Wang et al., 2011]. Однако в Кокчетавском массиве собственно Grt перидотитов, ассоциирующих с алмазоносными породами не выявлено, за исключением Ol-содержащих TiChu гранатитов, которые и назывались ранее гранатовыми перидотитами (подробнее см. ниже). Эти породы залегают совместно с эклогитами среди алмазоносных гнейсов террейна Кумды-Коль (рис. 2). До настоящего времени ортопироксен в них не был известен, что не позволяло получить количественные оценки давления по этим ультраосновным Grt-содержащим породам.

¹ Сокращения минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010].

В данном исследовании описывается новая разновидность Ti-Chu гранатитов – впервые в них диагностирован Ti-хондродит, различные генерации ортопироксена и 4 типа контрастно-зональных гранатов. Ранее гранат в этих породах описывался как однородный или слабозональный [Ревердатто, Селятицкий, 2005; Zhang et al., 1997; Liou et al., 2002]. С использованием Grt-Orx геотермобарометрии впервые для кумдыкольского террейна на основе количественных P-T оценок построен детальный регрессивный P-T тренд, включающий УНР пиковую и промежуточные УНР и НР стадии. Указанные минералогические находки позволили реконструировать эволюцию метаморфизма по одной и той же породе и с использованием различных генераций одних и тех же минералов (граната и ортопироксена), образованных на разных стадиях эксгумации УНР пород.

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Кокчетавский массив рассматривается как тектонический фрагмент в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1), который развивался в течение длительного времени: от протерозоя до мезозоя. Складчатый пояс представляет собой гигантский субдукционно-аккреционный комплекс [Sengör et al., 1993], включающий крупные тектонические блоки метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений [Добрецов и др., 1998; Zonenshain et al., 1990; Dobretsov et al., 1995, 1999; Theunissen et al., 2000]. Докембрийское ядро Кокчетавского массива окаймляется позднепротерозойскими и кембрийскими слабометаморфизованными вулканическими и осадочными породами [Добрецов и др., 1998; Dobretsov et al., 1999]. Докембрийские породы Кокчетавского массива состоят преимущественно из ортогнейсов, метапелитовых сланцев, blastsмилонитов и кварцитов с небольшим количеством эклогитов, амфиболитов и мраморов, относимых ранее к Зерендинской серии (средний протерозой). В настоящее время последняя рассматривается как зона мегамеланжа длиной 80 км и шириной 17 км, протянувшаяся с северо-запада на юго-восток. Этот мегамеланжевый метаморфический пояс представляет собой субдукционно-коллизийную зону и состоит из ансамбля складчатых, надвинутых друг на друга пластин и тектонически совмещенных крупных блоков (террейнов), субдуцированных на глубины до 180 км и сложенных метаморфическими породами низких, высоких и сверхвысоких давлений [Добрецов и др., 1998, 2005; Dobretsov et al., 1995, 1999; Theunissen et al., 2000]. В пределах этой зоны выделяется пять террейнов (блоков, участков) с запада на восток: Барчи-Коль, Кумды-Коль, Сулу-Тюбе, Енбек-Берлык, Кулет (рис. 1). Различные террейны в разных частях Кокчетавской коллизийной зоны обладают сходной литологией, но характеризуют разные глубинные уровни палеосубдукционной зоны и были метаморфизованы при разных P-T условиях. Алмазосодержащие метаморфические террейны Барчи-Коль и Кумды-Коль слагают западную часть мегамеланжевого комплекса, отделенную от восточной части чаглинским разломом СВ-ЮЗ простирания. В породах восточной части алмаз не найден, однако в эклогитах террейна Кулет описан коэсит, как индикатор УНР условий [Шацкий и

др., 1998; Parkinson, 2000]. В террейнах Енбек-Берлык и Сулу-Тюбе коэзит и алмаз не обнаружены.

Возраст UHP метаморфизма пород Кумдыкольского террейна оценивается в 530-537 млн лет [Sobolev, Shatsky, 1990; Claoue-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1999; Katayama et al., 2001] и соответствует времени метаморфизма коровых пород в начальный период субдукционно-коллизийных процессов, протекавших на окраине Кокчетавского микроконтинента [Добрецов и др., 2005]. Датировки регрессивного метаморфизма составляют ~ 527 млн лет [Hermann et al., 2001], 517 млн лет [Shatsky et al., 1999], 507 млн лет [Katayama et al., 2001] и могут соответствовать разным стадиям эксгумации UHP пород в земную кору [Херманн и др., 2006].

На южном берегу оз. Кумды-Коль расположено уникальное месторождение коровых алмазов в метаосадочных породах [Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Maruyama, Parkinson, 2000]. В этом месте широко развиты будины, линзы и пластовые тела эклогитов, включенные в гнейсы и сланцы. В одном протяженном пластовом теле эклогитов находится тело TiChu гранатитов («Grt перидотитов») площадью около 50 м² (рис. 2).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ TiChu ГРАНАТИТОВ («TiChu-Grt ПЕРИДОТИТОВ») ТЕРРЕЙНА КУМДЫ-КОЛЬ

TiChu гранатиты – единственные Grt-содержащие ультраосновные породы в Кокчетавском массиве, ассоциирующие с алмазоносными UHP породами. И.А. Ефимов, впервые их обнаруживший, а вслед за ним и Н.Г. Удовкина называли их пироповыми серпентинитами [Ефимов, 1961; Удовкина, 1985]. В современной литературе эти породы часто называют TiChu гранатовыми перидотитами. Впервые название «гранатовый перидотит» для этих пород появилось в работе японских геологов [Zhang et al., 1997] и далее в других работах [Nakajima et al., 1998; Okamoto et al., 2000; Liou et al., 2002; Katayama et al., 2003; Ревердатто и др., 2008; Schertl, Sobolev, 2013]. Видимо это объясняется тем, что собственно Grt перидотиты широко распространены во многих HP-UHP коллизийных зонах и террейнах, а в исследованных ранее разновидностях кумдыкольских гранатитов всегда присутствовал оливин (или заместивший его серпентин), кроме того породы имеют ультраосновной по содержанию SiO₂ и щелочей состав [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Однако в их минеральном составе преобладает гранат (60-90 об. %) и петрографически породы относятся к гранатитам; остальной объем породы занят Ti-клиногумитом, оливином и ильменитом – это основные минералы гранатитов, изученных ранее. Ильменит содержится во всех без исключениях образцах гранатитов, его содержание достигает нескольких об. %. В некоторых образцах отмечался также клинопироксен-диопсид и зеленая шпинель-герцинит (подробнее в [Ревердатто, Селятицкий, 2005], а также раздел 4.1.9 в [Schertl, Sobolev, 2013]).

Породы имеют, не только минеральный, но и необычный химический состав [Ревердатто, Селятицкий, 2005; Селятицкий, 2007]. Являясь ультраосновными по содержанию кремнезема и щелочей, имея в своем составе порообразующий (~ 20 об.%)

Ti-клиногумит (минерал, близкий по составу оливину), а также во многих образцах и сам оливин, они при этом существенно отличаются от мантийных ультраосновных пород по валовому и геохимическому составу – обеднены MgO, Cr, Ni и обогащены FeO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, Zr, Y, Nb и редкоземельными элементами [Zhang et al., 1997; Ревердатто и др., 2008].

Необычный петрохимический состав пород с высокими концентрациями HFSE, и в первую очередь титана, позволил японским исследователям предположить, что они являются продуктом мантийного метасоматоза, образовавшимся при взаимодействии Grt перидотитов мантийного клина с Ti-содержащими флюидами, отделявшимися от субдуцирующей литосферной плиты [Nakajima et al., 1998; Muko et al., 2002; Katayama et al., 2003], однако такой генезис был подвергнут критике [Yang, 2004].

Позднее для этих пород был обоснован иной генезис, по которому протолитами Ti-Chu гранатитов могли быть существенно метасоматизированные базиты, залегавшие до HP-UHP метаморфизма в верхней части континентальной коры среди осадочных пород в виде близповерхностных интрузивных тел (силлов и/или даек) [Ревердатто и др., 2004; Ревердатто, Селятицкий, 2005]. В результате метасоматического изменения, выразившегося в хлоритизации, базиты были превращены в существенно хлоритовые породы, имеющие валовый ультраосновной состав. Последние и явились низкобарическим протолитом исследуемых пород. В ходе среднекембрийской субдукции хлоритовые протолиты (метасоматизированные базиты), а также не испытывавшие метасоматоза базиты, вместе с вмещающей их континентальной толщей, были субдуцированы глубоко в мантию и испытали UHP метаморфизм [Ревердатто и др., 2004; Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Хлоритовые породы превратились в Ti-Chu гранатиты, а не испытывавшие досубдукционного близповерхностного метасоматоза базиты – в эклогиты. Несколько позже другая группа исследователей пришла к подобному же выводу – о метасоматизированном мафитовом протолите [Yui et al., 2010]. Причем метасоматоз протолитов по мнению авторов происходил также (как и в [Ревердатто и др., 2004; Ревердатто, Селятицкий, 2005]) до процесса субдукции или в самом ее начале, т.е. до образования метаморфического граната.

Время образования Ti-Chu гранатитов, составляющее 528 млн лет [Katayama et al., 2003], в пределах ошибки согласуется с возрастом UHP метаморфизма эклогитов и алмазоносных гнейсов, расположенных на этом же участке (см. выше). Тесное соседство с эклогитами и алмазоносными гнейсами и одинаковый с ними возраст подразумевает такие же ультравысокие давления при образовании гранатитов. Однако, отсутствие минеральных пар, чувствительных к давлению, долгое время не позволяло получить полноценные данные по условиям образования этих пород. По линиям экспериментальных равновесий с Ti-Chu они приблизительно оценены >30 кбар, 740 °C [Zhang et al., 1997]. Оценка температуры 1050 °C в работе [Ревердатто, Селятицкий, 2005] сделана по Grt-Ol геотермометру при заданном давлении 60 кбар. До настоящего времени это были единственные P-T параметры метаморфизма гранатитов, примерно указывающие на условия их образования. Заметим, что упоминаемые в работах [Ogasawara et al., 2000] UHP оценки образования кумдыкольских гранатитов равные 70 кбар (со ссылкой на

первоисточник [Okamoto et al., 1998]), являются ошибкой, поскольку относятся не к гранатитам, а к эклогитам [Okamoto et al., 1998].

ПЕТРОГРАФИЯ

В обнажениях отмечается слабая полосчатость, связанная с разным объемным соотношением минералов в разных слоях. Породы имеют гранобластовую, порфиробластовую структуру и однородную, неясно-полосчатую или пятнистую текстуру, обусловленную расположением зерен граната и Орх-TiChu обособлений друг относительно друга. На рисунке 3а,б, представлен внешний облик пород на примере обр. СК-97В и СК-97А, соответственно. Подобно образцу СК-97В выглядят и все остальные изученные нами Орх-содержащие образцы гранатитов. Модальный состав пород приведен в табл. 2. Содержание граната в них изменяется в пределах 60-75 об. %.

В ходе петрографических и электронно-зондовых исследований большой коллекции кумдыкольских гранатитов впервые в этих породах найдены Ti-хондродит, ортопироксен и контрастно-зональные гранаты с регрессивной зональностью. Из 16 изученных образцов TiChu гранатитов ортопироксен обнаружен в семи. Нами приводятся результаты Р-Т расчетов по 6 свежим образцам гранатитов, в которых был найден ортопироксен.

Гранат образует сплошные зернистые массы с мелкими зернами Ti-клиногумита и/или ортопироксена в интерстициях (рис. 3), а также отдельные мелкие зерна в Орх-TiChu матриксе и крупные порфиробласты либо гломеробластовые срастания нескольких кристаллов (рис. 4-6). Ортопироксен широко развит в шлифах, образует порфиробласты и их сростки, а также мелкие зерна в TiChu матриксе (рис. 3, 4, 6). Порфиробласты имеют кристаллографические очертания.

Ti-клиногумит является вторым по распространенности минералом в образцах. Он образует мелкие ксеноморфные зерна в матриксе (< 50-100 мкм) и более крупные таблитчатые кристаллы (рис. 3, 4, 6). Многие зерна содержат большое количество овальных либо извилистых включений ильменита (рис. 4а,в). В крупных кристаллах характерны структуры распада с параллельно ориентированными таблитчатыми включениями ильменита (рис. 4б). Включения Ti-клиногумита встречены в гранате, ортопироксене, ильмените.

Ti-хондродит обнаружен среди зерен матрикса совместно с Ti-клиногумитом, а также во включениях в гранате, ортопироксене, Ti-клиногумите, ильмените (рис. 3ж,з). В матриксе зерна имеют ксеноморфный облик по отношению к Ti-клиногумиту и меньший размер зерен. В обр. СК-96А Ti-хондродит встречен также в виде субидiomорфных относительно крупных индивидов (рис. 4). Структуры распада в Ti-хондродите (ориентированные пластинки ильменита) более тонкие, чем в Ti-клиногумите (рис. 4б). В проходящем свете окраска Ti-хондродита в желтых и оранжевых тонах, практически не отличается от окраски Ti-клиногумита. Непредставительный облик большинства его зерен и сходство окраски с Ti-клиногумитом, по всей вероятности, и явились причиной, по которой этот минерал до сих пор не был обнаружен в этих породах.

Среди акцессорных минералов встречается циркон, редко рутил (во включениях в гранате и низкоглиноземистых ядрах ортопироксена). Широко развиты апатит и ильменит. Содержание ильменита достигает 3-5 об.%, он встречается в матриксе породы, а также в виде округлых и извилистых включений во всех описанных минералах. Среди поздних минералов, замещающих все остальные фазы, в матриксе встречаются амфибол, хлорит, кальцит, серпентин и магнетит (в виде рудной сыпи в серпентине).

В отличие от описанных ранее гранатитов, в изученных нами образцах отсутствует оливин, за исключением обр. Kumd-4, в котором этот минерал встречен в виде редких зерен в матриксе среди Ti-клиногумитовых скоплений. В этом же образце встречаются редкие зерна клинопироксена-диопсида. Зеленая шпинель в виде редких мелких зерен встречена в обр. Kumd-4, СК-97/1, СК-97В.

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Гранат. В изученных образцах выделено 4 химически-контрастных типа граната и три типа химической зональности (рис. 5, 8). Гранаты относятся к пироп-альмандиновому ряду (таб. 2), разные типы различаются магнезиальностью $\#Mg = Mg / (Mg + Fe)$. В порфиробластах и сплошных зернистых сростаниях обнаружено два типа ядер: железистые (Grt-1: $\#Mg = 0.53-0.57$) и магнезиальные (Grt-2: $\#Mg = 0.70-0.77$). Внешние части кристаллов с разными типами ядер имеют примерно одинаковый состав (Grt-3). Состав Grt-3 несколько отличается в крупных кристаллах (Grt-3а: $\#Mg = 0.67-0.68^2$) и мелких зернах матрикса (Grt-3б: $\#Mg = 0.65-0.66$). Состав порфиробластов граната без ядер однороден и отвечает составу Grt-3а, с одинаковой магнезиальностью в центре кристаллов и в крае (0.67-0.68). Ядра Grt-1 и Grt-2 возможно визуально диагностировать в отраженных электронах (BSE-images) с высокой контрастностью изображений (рис. 5).

В соответствии с приведенными выше особенностями выделено три разновидности химических профилей граната по направлению центр - край:

- 1) с возрастанием MgO и снижением FeO и MnO (Grt-1 → Grt-3) (рис. 8а);
- 2) со снижением MgO, CaO и возрастанием FeO, MnO (Grt-2 → Grt-3) (рис. 8б);
- 3) однородный химический профиль Grt-3 (без ядер Grt-1 или Grt-2) с отсутствием выраженной зональности (рис. 8с).

В описанных трех типах граната содержание CaO изменяется не так заметно, как FeO и MgO, однако наиболее магнезиальный тип граната (Grt-2) в каждом образце характеризуется и более высоким содержанием CaO, а также наименьшим содержанием MnO по сравнению с Grt-1 и Grt-3 (табл. 3). Ядра Grt-1 и Grt-2 встречаются редко (только в некоторых кристаллах), тогда как Grt-3 широко развит во всех шлифах и образцах – он составляет основной объем породы. Именно этот химический тип граната (Grt-3) описывался в ранних работах [Ревердатто, Селятицкий, 2005; Zhang et al., 1997; Liou et al., 2002].

Четвёртый тип граната характеризуется пониженной магнезиальностью (Grt-4: $\#Mg = 0.56-0.60$) и несколько более высоким содержанием MnO и CaO. Он образует в Grt-3 облачные и пламеневидные ореолы вдоль трещин и на их пересечении, редко – тонкие

² За исключением обр. СК-96А (см. ниже в тексте).

незамкнутые каймы (до 5 мкм) по зернам матрикса (рис. 5, 7). При этом состав Grt-4 подобен составу Grt-1, однако два этих типа занимают совершенно разную микроструктурную позицию и не могут быть одной генерацией.

Ортопироксен. Имеет зональность по алюминию (рис. 9, табл. 3). Ядра крупных кристаллов ортопироксена (размером > 400 мкм) характеризуются низким содержанием Al_2O_3 и платообразным его распределением: ~ 0.40-0.50 мас. % (Орх-1). Минимальные содержания Al_2O_3 установлены в обр. Kumd-4 и СК-96А (0.38-0.39 мас. %) и в обр. СК-91/1 (0.49 мас. %). Во кайме (шириной ~ 50 мкм) содержание Al_2O_3 возрастает к краю до 0.71-0.83 мас. % (Орх-2), редко до 1 мас. % или чуть выше.

Подобное распределение Al_2O_3 характерно для Орх включений в Grt-3а (включение 40 мкм; центр-край: 0.52-0.71 мас. %, обр. СК-97В) и в Ti-клиногумите (включение 80 мкм; центр-край: 0.59-0.69 мас. %, обр. СК-96А, рис. 4в). В обр. СК-97/1 мелкое включение (~ 20 мкм) Орх в гранате также содержит Al_2O_3 = 0.71 мас. % (табл. 3). В зернах матрикса (30-100 мкм) содержание Al_2O_3 в крае существенно выше, чем в крае порфиробластов: 1.18-1.41 мас. % (Орх-3); содержание Al_2O_3 в центре 0.52-0.74 мас. %. Это указывает на более поздний рост Орх-3, по отношению к Орх-2.

В образце СК-97/1 в двух участках шлифа обнаружены сростания зелёной шпинели-герцинита и высоко-Al ортопироксена (Орх-4) с содержанием Al_2O_3 = 5.83 мас. % (табл. 3, рис. 7). Мелкие зерна Орх-4 и шпинели развиваются по краю Grt-3 и вдаются в него по трещинам; шпинель образует незамкнутые каймы по гранату. На контакте с Орх-4 и шпинелью гранат приобретает ксеноморфный облик, края становятся более железистого состава (Grt-4). У края Grt-3 появляются мелкие (микронного размера) зерна Grt-4.

Ti-хондродит, Ti-клиногумит. Первоначально Ti-хондродит был обнаружен при микронзондовом исследовании зерен Ti-клиногумита и затем были проведены целенаправленные его поиски с помощью микронзонда. Он содержит в два раза больше TiO_2 (6.73-7.41 мас. %), чем Ti-клиногумит (3.10-3.77 мас. %) и меньше SiO_2 (рис. 11, табл. 3). #Mg = Ti-хондродита 0.88-0.91, Ti-клиногумита – 0.86-0.90. Ti-клиногумит описан также в известково-силикатных породах террейна Кумды-Коль [Ogasawara et al., 2000; 2005], в которых он содержит 1.53-2.46 мас. % TiO_2 (одно значение – 3.28) и является более магнезиальным (#Mg = 0.93-0.96).

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ Grt-Орх ПАРАГЕНЕЗИСА

Гранат. Химические и микроструктурные особенности указывают на то, что железистые ядра Grt-1 образовались на прогрессивном стадии, а магнезиальные ядра Grt-2 отвечают пику метаморфизма, на что указывает максимальное значение #Mg в Grt-2 и минимальное количество MnO. Состав Grt-3а,б отражает преобразования породы на ранней и средней регрессивных стадиях. Редкая (реликтовая) встречаемость Grt-1 и Grt-2 и преобладающее развитие Grt-3а,б в образцах указывают на масштабные преобразования гранатитов на этих стадиях. Собственно зернами последнего и сложены TiChu гранатиты.

Преимущественная приуроченность Grt-4 к трещинам в Grt-3 и тонким микронным каймам, снижение #Mg и рост MnO в нем, а также ассоциация со шпинелью и высоко-Al

ортопироксеном указывает на его образование на более поздней регрессивной стадии при существенном снижении P-T параметров. Судя по локальности проявлений Grt-4, редкости зерен высоко-Al ортопироксена (Орх-4) эти изменения носили также локальный характер.

В очень редких случаях все три типа граната встречаются в одном кристалле и образуют сложную зональность, диагностируемую на BSE-изображениях, в которой ядро представлено Grt-1, средняя зона (мантия) – «Grt-2», внешняя часть – Grt-3 (рис. 5д и примечание к рисунку). Однако химический состав средней зоны «Grt-2» в такой зональности выражен не так контрастно, и по составу приближается к Grt-3 (поэтому эта зональность нами не выделена в отдельный тип). Мы полагаем, что это обусловлено высокими градиентами концентраций Fe и Mg между железистым ядром (Grt-1) и магнезиальной мантией (Grt-2) и, соответственно, высокими скоростями диффузии этих компонентов [Ревердатто и др., 2017]. Это приводит к диффузионному изменению (уменьшению #Mg) исходного (пикового) состава Grt-2 в средней зоне сложной зональности. Отметим, что в такой зональности отсутствуют четкие границы между ядром Grt-1 и мантией Grt-2 – границы всегда «размытые», что видно на BSE-изображениях (рис. 5д). Это подтверждает предположение о диффузионном выравнивании, в результате чего состав средней зоны становится близким составу внешней части (Grt-3).

В гранатах с простой регрессивной зональностью Grt-2 → Grt-3 границы между высоко-#Mg ядром Grt-2 и каймой Grt-3 также «размыты», что видно как на BSE-изображениях (рис. 5в-д), так и по плавному изменению профиля по железу и магнию (рис. 8б). Это указывает на образование регрессивного Grt-3 не только за счет роста собственных зерен, но и за счет диффузионного изменения состава пикового Grt-2. Снижение магнезиальности граната Grt-3б в мелких зернах матрикса указывает на их более поздний рост по сравнению с Grt-3а.

Таким образом, эволюция химического состава граната в течение прогрессивной (M1), пиковой (M2) и трех регрессивных стадий (M3-M5) выглядит следующим образом: Grt-1 → Grt-2 → Grt-3а → Grt-3б → Grt-4.

Ортопироксен. По экспериментальным данным в гранатовых перидотитах содержание Al_2O_3 в ортопироксене уменьшается с ростом давления (напр. [Obata, 1976; Brey et al., 2008]). Это указывает на рост низко-Al ядер Орх-1 при максимальном P на пике метаморфизма (M2). Каймы порфиробластов и включений в гранате и Ti-клиногумите (Орх-2) и зерна матрикса (Орх-3) с возрастающим содержанием Al_2O_3 , а также высоко-Al зерна Орх-4 отражают три последовательных регрессивных стадии (M3-M5).

Основываясь на микроструктурных особенностях (ядро – край – зерна матрикса) и характере зональности граната и ортопироксена, эволюция Grt-Орх парагенезиса в метаморфической истории Ti-Chu гранатитов может быть представлена следующим образом: (Grt-2 + Орх-1) – пиковая стадия M2, (Grt-3а + Орх-2) – ранняя регрессивная стадия M3; (Grt-3б + Орх-3) – средняя регрессивная стадия M4; (Grt-4 + Орх-4) – поздняя регрессивная стадия M5 (рис. 10).

Отметим, что в обр. СК-96А все типы граната, а также ортопироксен, Ti-клиногумит и Ti-хондродит имеют более магнезиальный состав (табл. 3), по сравнению со всеми другими образцами, поэтому на рис. 10 он показан на отдельной диаграмме.

ОЦЕНКА P-T ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Ti-хондродит и Ti-клиногумит. В коллизионных ультрамафитах TiChu- и TiChn-содержащие ассоциации имеют достаточно широкое развитие и играют важную роль в субдукционных процессах [напр. Scambelluri et al., 2001; Garrido et al., 2005]. Экспериментальные данные [Iizuka, Nakamura, 1995; Trommsdorff et al., 2001; Ulmer, Trommsdorff, 1999; Weiss, 1997; Wirth et al., 2001] и полевые наблюдения [Scambelluri et al., 2001; Yang, 2003; Herman et al., 2007] указывают на то, что Ti-клиногумит и Ti-хондродит являются индикаторными фазами высоких/сверхвысоких давлений.

Находки Ti-хондродита в ассоциации с Ti-клиногумитом сделаны во многих перидотитах HP-UHP коллизионных зон мира. Например, они обнаружены в UHP Grt перидотитах и Grt пироксенитах террейна Даби-Сулу В. Китая [напр. Zhang et al., 1995; Yang, 2003; Jahn et al., 2003; Xu et al., 2003; Hermann et al., 2007], в серпентинизированных HP ультрамафитах 3. Альп [Scambelluri et al., 2001], южной Испании [Garrido et al., 2005] и С.-З. Тянь-Шаня [Shen et al., 2015], а также в серпентинизированных UHP ультрамафитах зоны Цермат-Зас швейцарских Альп [Luoni et al., 2018]. Ti-клиногумит известен также в UHP известково-силикатных породах террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве [Ogasawara et al., 2000; Ogasawara, Aoki, 2005].

Эксперименты также показали, что при фиксированном валовом составе системы Ti-хондродит является более высокобарической фазой, чем Ti-клиногумит [Weiss, 1997; Wunder, 1998; Shen et al., 2015]. Впервые это было обосновано теоретическими построениями на примере архейских метадунитов метаморфического комплекса Исуа в Западной Гренландии [Dymek et al., 1988], что также подтверждается и природными микроструктурными соотношениями этих минералов [Herman et al., 2007] (см. ниже).

На основе приведенных экспериментальных данных можно предполагать, что в изученных гранатитах Ti-хондродит является пиковым UHP минералом, тогда как образование Ti-клиногумита происходило при его распаде на высокобарической стадии декомпрессии по возможной реакции $TiChn \rightarrow TiChu + Ilm + H_2O$. На протекание этой реакции может указывать ксеноморфный облик Ti-хондродита в матриксе по отношению к Ti-клиногумиту и многочисленные овалы и изогнутые включения ильменита во многих зернах Ti-клиногумита – такие соотношения можно интерпретировать как Ilm-TiChu симплектиты. Природные свидетельства упомянутой реакции обнаружены в UHP гранатовых пироксенитах метаультрамафитового комплекса Маову коллизионной зоны Даби-Сулу в Китае, образовавшихся при ~ 40 кбар, ~ 750 °C [Jahn et al., 2003]. В последних, симплектитоподобные сростания Ti-клиногумита и ильменита образуются по краям крупных зерен Ti-хондродита [Hermann et al., 2007]. P-T условия этой реакции указывают на её протекание в области стабильности алмаза, при давлении ~ 40 -43 кбар [Hermann et al., 2007]. Согласно этой реакции на её более высокобарической стороне находится поле устойчивости Ti-хондродита (рис. 13б).

Состав минералов, как индикатор P и T. Железистые ядра Grt-1 (#Mg ≈ 0.55) являются минеральным реликтом метаморфических процессов, протекавших на

прогрессивной стадии. Отсутствие ортопироксена, который можно было бы сопоставить с прогрессивным этапом, отвечающим росту Grt-1, не позволяет точно оценить P-T параметры этой стадии, однако в целом железистый состав Grt-1 в ультраосновной породе указывает на относительно невысокие давления. Согласно экспериментальным данным [O'Hara et al., 1971; O'Neill, 1981; Klemme, O'Neill, 2000] и теоретическим расчетам [Saxena, Eriksson, 1983], для магнезиальной системы граница фаций Spl и Grt перидотитов при температуре ~ 800 °C находится в интервале 14-18 кбар. Природная система примерно отвечает составу лерцолита с магнезиальностью ~ 0.80 [Boyd, Nixon, 1973], а гранат имеет магнезиальность ~ 0.15 [Schulze, 2003]. Возрастание содержания FeO в системе приводит к смещению границы фаций Spl и Grt перидотитов в область более низких давлений [O'Neill, 1981; Gasparik, 1987], поэтому образование железистого граната, подобного составу прогрессивного граната Grt-1 возможно в условиях фации Spl перидотитов, предположительно при P, не превышающем 14-15 кбар. Косвенно, на это также указывает подобие состава Grt-1 с составом Grt-4, сосуществующего со шпинелью.

Для Grt ультрамафитов низкое содержание Al в ортопироксене является признаком высоких/сверхвысоких давлений (напр. [Brey et al., 2008]). Экспериментальные и теоретические данные по устойчивости Grt-Orx парагенезиса в ультраосновных породах показывают, что в магнезиальной системе при T = 900 °C низкоглиноземистый ортопироксен с содержанием Al₂O₃ < 0.5-1 мас. % образуется при P > 40 кбар [Green, Ringwood, 1967; MacGregor, 1974; Obata, 1976; Perkins, Newton, 1980; Nickel and Green, 1985; Brey et al., 2008], т.е. в поле стабильности алмаза и является индикатором сверхвысоких давлений [Cookenboo, Grütter, 2007], о чём свидетельствует и низкоглиноземистый (Al₂O₃ < 1 мас. %) состав включений ортопироксена в алмазах [Sobolev, 1977; Phillips et al., 2004].

Гранат-ортопироксеновая геотермобарометрия. Находки разных генераций граната и ортопироксена позволяют реконструировать P-T историю TiChu гранатитов практически на всех метаморфических этапах одним геотермобарометрическим методом. Составы минералов взяты из таблицы 3 по схеме «центр порфиробластов – край порфиробластов – зерна матрикса» (подробнее в предыдущем разделе, а также на рис. 10). Для обр. СК-97В этап М3 посчитан по однородному Grt-3а и краю включения ортопироксена (Orx-2) в нем.

Использованы комбинации Grt-Orx геобарометров и Grt-Orx геотермометров из табл. 4. Образующееся при пересечении расчетных линий барометров и термометров P-T окно показывает интервал P и T для каждой метаморфической стадии в каждом образце (рис. 12). Геометрический центр P-T окна соответствует средним значениям P и T для данного вычисления.

Выбор уравнений барометров для каждой стадии определялся тремя параметрами: 1) P-T условиями экспериментов, т.е. интервалом давлений, для которого они рассчитывались; 2) сходимостью результатов по разным барометрам; 3) реалистичностью полученных значений. Например, для стадий М3 и М4 барометры P(BK90), P(NG85) и P(T98) дают удовлетворительную сходимость, в то время как для стадии М2 использованы только P(NG85) и P(T98), т.к. барометр P(BK90) дает «завышенные» значения по

сравнению с P(NG85) и P(T98) (рис. 12). В то же время, для наименее барической стадии М5 с наиболее железистыми составами граната и ортопироксена использован барометр P(H84), дающий реалистичные значения при «низких» давлениях, поскольку рассчитывался на основе экспериментов в интервале 5-30 кбар. При этом барометры P(BK90), P(NG85), P(T98) для этой стадии дают нереально низкие оценки (рис. 12), поскольку рассчитывались на основе экспериментов при более высоких давлениях. Для стадии М2 показана также P-T линия, полученная по барометру P(B08); он калиброван для давлений 60-100 кбар и температур 1300-1500 °С, поэтому не учитывался при P-T вычислениях, но результаты расчетов для сравнения нанесены на P-T диаграммы рис. 12.

Полученные значения P и T представлены в таблице 5 и на рисунке 13б. P-T условия пика метаморфизма М2 достигают 55-57 кбар, 1075-1120 °С. Параметры регрессивной стадии М3 составляют 31-33 кбар, 820-845 °С; стадии М4 – 18-21 кбар, 700-750 °С; стадии М5 ~ 12 кбар, 710 °С. Полученные по разным образцам P-T данные одной и той же стадии хорошо согласуются между собой.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление с опубликованными P-T данными. Оцененные P-T параметры пика УНР метаморфизма TiChu гранатитов согласуются с P-T оценками, сделанными разными авторами для различных пород участка Кумды-Коль: P до 60-70 кбар, T до 1000-1200 °С (табл. 1, рис. 13а), а также [Schertl, Sobolev, 2013].

Магнезиальный пиковый Grt-2 не содержит мейджоритового минала (табл. 3) и характерных структур распада (как например в гранате из орогенных перидотитов западной Норвегии [Van Roermund et al., 2001; Scambelluri et al., 2008]), поэтому P-T оценки пика УНР метаморфизма гранатитов Кумды-Коль в 55-57 кбар и ~ 1100 °С не противоречат экспериментальным данным по устойчивости мейджорита [Gasparik, 2003] – они находятся на 3-5 кбар ниже линии первого появления мейджоритового минала в гранате (рис. 13б).

Е. Огасавара и др. [Ogasawara et al., 2000] на основе данных по устойчивости Mg-кальцита в алмазоносных известково-силикатных породах (доломитовых мраморах) террейна Кумды-Коль вычислил приблизительные минимальные P-T условия УНР регрессивной стадии: P > 25 кбар, T > 800 °С. До настоящего времени эти данные являлись единственной оценкой УНР регрессивного метаморфизма для террейна Кумды-Коль (см. обзор [Schertl, Sobolev, 2013]). Полученная в настоящей работе P-T оценка ранней регрессивной стадии (М3: 31-32 кбар, 820-845 °С) и оценка Е. Огасавары согласуются между собой.

В работе [Stepanov et al., 2016] для террейна Барчи, расположенного также в алмазоносной УНР западной части Кокчетавского массива, по разным образцам гнейсов и гранат-кианитовых сланцев получены оценки пикового и регрессивного метаморфизма: 49 кбар, 950-1000 °С (пик); 30 кбар, 800-900 °С (пик); 21 кбар 710 °С; 18 кбар, 700 °С; 20 кбар 800 °С и 12 кбар 740 °С. Наши оценки давления М3 (31-32 кбар), М4 (18-21 кбар), М5 (11.5

кбар) террейна Кумды-Коль совпадают с оценками А.С. Степанова с соавторами в 30, 18-21 и 12 кбар для террейна Барчи [Stepanov et al., 2016].

Конфигурация реконструированного P-T тренда TiChu гранатитов близка положению P-T тренда, предложенного в [Dobretsov, Shatsky, 2004] для террейна Кумды-Коль и практически идентична совокупному (по трем образцам) тренду участка Барчи [Stepanov et al., 2016] (рис. 13б). Добавим, что установленные ранее в работе [Zhang et al., 1997] P-T параметры метаморфизма TiChu гранатитов ($P > 30$ кбар, $T > 740$ °C), интерпретируемые авторами, как пиковые, с учетом полученных в настоящей работе данных, отражают не пик, а раннюю регрессивную стадию.

Петролого-тектоническая интерпретация. По многочисленным опубликованным данным (см. напр. обзоры в [Добрецов и др., 2005; Dobretsov, Shatsky, 2004; Shertl, Sobolev, 2013] и ссылки в них) HP-UHP комплексы метаморфических пород Кокчетавской коллизионной зоны возникли при субдукции окраинной части одноименного микроконтинента в верхнюю мантию до глубин 150-200 км. Последовавшая за этим эксгумация UHP блоков (террейнов) на начальном этапе была чрезвычайно быстрой и могла достигать одного метра в год, при длительности до 1 млн лет. Первая стадия эксгумации соответствует «супербыстрому» подъему пород в пределах верхней мантии с глубины ~ 200 км до глубины 90 км. Вторая, стадия внутрилитосферной эксгумации в нижнюю часть земной коры была менее быстрой (до 0.5 см/год, ~ 9 млн лет) и занимала промежуток глубин ~ от 90 до 30 км. Высокие скорости эксгумации на первых двух стадиях связываются с транспортом (скольжением) UHP блоков в межплитной области при непосредственном участии силикатных и силикатно-карбонатных расплавов, возникших при высокобарическом частичном плавлении пород фундамента Кокчетавского микроконтинента, влияющих на реологию блоков и выполняющих роль своеобразной геологической смазки [Hermann et al., 2001; Theunissen et al., 2000; Dobretsov, Shatsky, 2004; Корсаков и др., 2006]. К такому же заключению пришли авторы работы [Перчук и др., 2009], по мнению которых процессы высокобарического дегидратационного плавления пород существенно снижают их вязкость и способствуют быстрому подъему к поверхности.

Дальнейшее (на третьей стадии), внутрикоровое, выведение HP-UHP пород с глубин ~ 30 км по направлению к земной поверхности происходило достаточно «медленно» (~ 0.1-0.2 см/год) и длительно (~ 25 млн лет) путем их выдавливания по системам надвигов и дальнейшей эрозии, что соответствовало субизобарическому остыванию пород до уровня амфиболитовой, а затем зеленосланцевой фации.

Полученный для TiChu гранатитов P-T тренд метаморфической эволюции, описывает три стадии субизотермической декомпрессии при выведении субдуцированных и метаморфизованных UHP пород террейна Кумды-Коль в нижнекоровые условия. Общій dP/dT градиент при выведении кумдыкольского террейна в нижнюю часть земной коры составил 10-12 кбар на 100 °C (на основе полученных в данной работе количественных P-T оценок из табл. 5).

Ранняя регрессивная стадия (M3) при $P \approx 32$ кбар фиксирует завершение «супербыстрого» внутримантийного подъема с глубины ~ 170 км ($P = 57$ кбар) на уровень

~ 96 км. Эта стадия ознаменовалась масштабным регрессивным преобразованием гранатитов с изменением химического состава граната (Grt-2 → Grt-3a) и ортопироксена (Orx-1 → Orx-2), на что указывает редкая встречаемость прогрессивного (Grt-1) и пикового (Grt-2) гранатов в ядрах некоторых кристаллов и преобладающее повсеместное развитие регрессивного Grt-3a в образцах. На это же указывает крайне редкая (реликтовая) сохранность пикового низко-Al ортопироксена (Orx-1) – в центральных частях только крупных кристаллов.

Вторая регрессивная стадия (M4) отвечает внутрилitosферной эксгумации на уровень ~ 63 км (21 кбар). Минеральные преобразования на этом этапе менее масштабные и преимущественно фиксируются в росте незамкнутых кайм Grt-3b по регрессивному Grt-3a и образованию новых зерен Grt-3b и Orx-3 в матриксе. Третья регрессивная стадия (M5) отвечает завершению внутрилitosферного выведения кумдыкольского террейна в нижнюю часть земной коры до глубины ~ 36 км (12 кбар). Минеральные преобразования на этом этапе носят локальный характер и выражаются в образовании зеленой (герцинитовой) шпинели, сростаний шпинели с высоко-Al ортопироксеном (Orx-4) и развитии Grt-4 по трещинам в кристаллах Grt-3.

Сохранение реликтов минеральной зональности ранних метаморфических стадий по всей вероятности связано с высокими скоростями подъема, обусловившими быстрое снижение P-T параметров и кратковременность регрессивного метаморфизма. Например, данные по диффузионному моделированию химической зональности гранатов из клиноцоизитовых гнейсов соседнего УНР террейна Барчи показали, что этап регрессивного метаморфизма проявился в очень коротком временном интервале, составившем всего 100000 лет [Korsakov et al., 2002]. Такого же мнения придерживаются и авторы экспериментальной работы [Перчук и др., 2009], согласно которому сохранение резкой зональности между первичными и новообразованными гранатами, возникшими при плавлении полиминеральных включений на пике УНР метаморфизма в карбонатно-силикатных породах террейна Кумды-Коль, подтверждает их быстрый подъем к поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В алмазоносном террейне Кумды-Коль Кокчетавского массива изучена новая разновидность TiChu гранатитов, называемых ранее TiChu гранатовыми перидотитами. Впервые в этих породах диагностированы четыре типа контрастно-зональных гранатов, зональные ортопироксены и найден Ti-хондродит. Сохранившиеся редкие реликтовые ядра самой первой генерации граната, имеющего повышенную железистость, отражают метаморфические процессы, протекавшие на прогрессивной стадии в условиях фации шпинелевых перидотитов, предположительно при давлении, не превышающем 14-15 кбар. Основываясь на опубликованных экспериментальных и природных данных, можно предположить, что Ti-хондродит в изученных гранатитах является более высокобарической фазой, чем Ti-клиногумит и образовался на пике УНР метаморфизма, а его распад на Ti-клиногумит и ильменит происходил в УНР условиях.

Путем сопоставления химической эволюции граната и ортопироксена выделены пиковый и три регрессивных Grt-Orx парагенезиса, отражающих три последовательных стадии декомпрессии пород. Помимо P-T параметров пика УНР метаморфизма (55-57 кбар, 1075-1120 °С), это позволило впервые для Кумдыкольского блока сделать количественные P-T оценки трех последовательных регрессивных стадий, отражающих субизотермическую декомпрессию субдущированных коровых пород в ходе эксгумации с мантийных глубин (~ 170 км) в основание земной коры (~ 36 км).

Первая регрессивная стадия, протекавшая в УНР условиях (~ 32 кбар, 820-845 °С), ознаменовалась масштабным регрессивным преобразованием гранатитов с кардинальным изменением химического состава граната и ортопироксена, так что реликтовые свидетельства УНР пика метаморфизма сохранились только в центральных частях наиболее крупных кристаллов граната и ортопироксена и далеко не в каждом образце. Гранат первой регрессивной стадии имеет однородный состав и слагает основной объем породы. Именно этот химический тип граната описывался в ранних работах по гранатитам («гранатовым перидотитам») террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве. Вторая и третья регрессивные стадии, протекавшие при давлениях 21 кбар и 12 кбар, соответственно, характеризуются незначительными минеральными преобразованиями в матриксе.

Практически полная идентичность регрессивных P-T трендов алмазоносных террейнов Кумды-Коль и Барчи подтверждает единую тектоно-метаморфическую эволюцию всей западной (ультравысокобарической, алмазоносной) части Кокчетавской коллизионной зоны.

Авторы благодарят сотрудников ИГМ СО РАН академиков Н.В. Соболева и В.С. Шацкого за просмотр раннего варианта статьи, а также рецензентов работы д.г.-м.н. А.В. Боброва и д.г.-м.н. А.Л. Перчука за высказанные критические замечания.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, а также при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 10-05-00217а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

Ефимов И.А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских породах Кокчетавского массива (Центральный Казахстан) // Труды Каз.ИМСа, 1961, вып. 5, с.3-14.

Корсаков А.В., Тенисен К., Козьменко О.А., Овчинников Ю.И. Реакционные структуры в клиноизитовых гнейсах // Геол. Геофиз., 2006, т. 47, № 4, с. 499-512.

Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шертл Х.П., Япаскурт В.О., Сафонов О.Г. Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геол. Геофиз., 2009, т. 50, № 12, с. 1487-1505.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология, 2005, т. 13 (6), с. 564-591.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Хлоритовые породы и хлоритизированные базальты как возможные предшественники метаморфических перидотитов и пироксенитов в Кокчетавском массиве, Северный Казахстан. // Доклады РАН, 2004, т. 394 (4), с. 533-536.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (2), с. 99-119.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 331 с.

Розен С.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами докембрия Кокчетавского массива // Доклады АН СССР, 1972, т. 203 (3), с. 674-676.

Селятицкий А.Ю. Шпинель-антофиллитовые породы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (5), с. 511-520.

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

Херманн Дж., Рубатто Д., Корсаков А.В., Шацкий В.С. Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 513-520.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А., Зорин Ю.М., Вавилов М.А. Новое местонахождение алмазов в метаморфических породах как доказательство регионального метаморфизма ультравысоких давлений в Кокчетавском массиве // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, с. 189-193.

Шацкий В.С., Тениссен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и Геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1039-1044.

Auzaneau E., Vielzeuf D., Schmidt M.W. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // Contrib. Mineral. Petrol., 2006, v. 152, p. 125-148.

Auzanneau E., Schmidt M.W., Vielzeuf D., Connolly J.A.D. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites // Contrib. Mineral. Petrol., 2010, v. 159, 1-24.

Bose K., Ganguly J. Quartz-coesite transition revisited: reversed experimental determination at 500-1200 °C and retrieved thermochemical properties // Amer. Mineral., 1995, v. 80, p. 231-238.

- Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of upper mantle beneath Lesotho // *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 1973, v. 72, p. 431–445.
- Brey G.P., Bulatov V.K., Gurnis A.V. Geobarometry for Peridotites: Experiments in Simple and Natural Systems from 6 to 10 GPa // *Jour. Petrol.*, 2008, v. 49 (1), p. 3–24.
- Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Jour. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 1353–1378.
- Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond pressure metamorphism in the Kokchetav Massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710–713.
- Cookenboo H.O., Grütter H. Mantle-Derived Indicator Mineral Compositions as Applied to Diamond Exploration / In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, 2007, p. 183–200 (Advances in Regional-Scale Geochemical Methods)
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307–318.
- Dobretsov N.L., Theunissen K., Dobretsov N.N., Smirnova L.V., Zayachkovsky A.A. Geological and tectonic outline of the Kokchetav massif / Eds Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S. Field Symposium Guide: To the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan). Fourth International Eclogite Field Symposium. Novosibirsk, 1999, p. 6–24.
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G., Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav Complex, northern Kazakhstan: the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Island Arc*, 1995, v. 4, p. 267–279.
- Dymek R.F., Boak J.L., Brothers S.C. Titanian chondrodite-bearing and titanian clinohumite-bearing metadunite from the 3,800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland - Chemistry, Petrology, and Origin // *Amer. Mineral.*, 1988, v. 73, p. 547–558.
- Garrido C.J., López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnair M.T., Trommsdorff V., Alard O. Enrichment of HFSE in chlorite-harzburgite produced by high-pressure dehydration of antigorite-serpentinite: Implications for subduction magmatism // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005, v. 6 (1), Q01J15.
- Gasparik T. Orthopyroxene thermometry in simple and complex systems. // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1987, v. 96, p. 357–370.
- Gasparik T. Phase diagrams for geoscientists – an atlas of the Earth's interior. Berlin, Springer, 2003, 350 p.
- Green D.N., Ringwood A.E. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, p. 151–160.
- Harley S.L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contrib. Min. Pet.*, 1984, v. 86, p. 359–373.
- Hermann J, Fitz Gerald J, Malaspina N, Berry A, Scambelluri M. OH-bearing planar defects in olivine produced by the breakdown of Ti-rich humite minerals from Dabie Shan (China) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, v. 153, p. 417–428.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple growth during fast exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66–82.
- Hirajima T., Nakamura D. The Dabie Shan–Sulu orogen // *EMU Notes in Mineralogy*, 2003, v. 5, ch. 5, p. 105–144.
- Iizuka Y., Nakamura E. Experimental study of the slab – mantle interaction and implications for the formation of titanoclinohumite at deep subduction zone // *Proc. Jpn. Acad.*, 1995, v. 71, p. 159–164.

Jahn B.-M., Fan Q., Yang J.-J., Henin O. Petrogenesis of the Maowu pyroxenite-eclogite body from the UHO metamorphic terrane of Dabieshan: chemical and isotopic constraints // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 243-267.

Kadarusman A., Parkinson C.D. Petrology and P-T evolution of garnet peridotites from central Sulawesi, Indonesia // *Jour. Metam. Geol.*, 2000, v. 18, p. 193-209.

Kalt A., Alther R., Hanel M. Contrasting P-T conditions recorded in ultramafic high-pressure rock from Variscan Schwarzwald (F.R.G.) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, v. 121, p. 45-60.

Katayama I., Maruyama, S., Parkinson, C.D., Terada, K., Sano, Y. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185-198.

Katayama I., Muko A., Iizuka T., Maruyama S., Terada K., Tsutsumi T., Sano S., Zhang R.Y., Liou J.G. Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: implication for timing of mantle metasomatism // *Geology*, 2003, v. 31, p. 713-716.

Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geoph. Res.*, 1976, v. 81, p. 2467-2470.

Klemme S., O'Neill H.S.C. The near solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // *Contrib. Miner. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 237-248.

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., Zayachokovsky A.A. Garnet-biotite-clinzoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *European Jour. Mineral.*, 2002, v. 14, p. 915-928.

Liou J.G., Zhang R.-Y., Katayama I., Maruyama S., Ernst W.G. Petrotectonic characterization of the Kokchetav Massif and the Dabie-Sulu terrane – ultrahigh pressure metamorphism in so-called P-T forbidden zone // *Western Pacific Earth Science*, 2002, v. 2 (2), p. 119-148.

Luoni P., Rebay G., Spalla M.I., Zanoni D. UHP Ti-chondrodite in the Zermatt-Saas serpentinite: constraints on a new tectonic scenario // *Amer. Mineral.*, 2018, v. 103, p. 1002-1005.

MacGregor I.D. The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *Amer. Mineral.*, 1974, v. 59, p. 110-119.

Manning C.E., Bohlen S.B. The reaction titanite + kyanite = anorthite + rutile and titanite-rutile barometry in eclogite // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, v. 109, p. 1-9.

Maruyama S., Parkinson C.D. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure-ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 439-455.

Massonne H.J. A composition of the evolution of diamondiferous quartz-rich rocks from the Saxonian Erzgebirge and the Kokchetav Massif: are so-called diamondiferous gneisses magmatic rocks? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 216, p. 347-364.

Massonne, H.J. Phase relations of siliceous marbles at ultrahigh pressure based on thermodynamic calculations: examples from Kokchetav Massif, Kazakhstan and the Sulu terrane, China // *Geol. Jour.*, 2011, v. 46, p. 114-125.

Mikhno A.O., Korsakov A.V. K₂O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: Missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system // *Gondw. Res.*, 2013, v. 23 (3), p. 920-930.

Muko A., Okamoto K., Yoshioka N., Zhang R.Y., Parkinson C.D., Ogasawara Y., Liou J.G. Petrogenesis of Ti-clinohumite-bearing garnetiferous ultramafic rocks from Kumdy-kol. In: Parkinson C.D., Katayama I., Liou J.G., Maruyama S. (Eds.) *The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan*. Universal Academy Press Inc., Tokyo, Japan, 2002. p. 343-360.

Nakajima Y., Okamoto K., Maruyama S., Ogasawara Y., Liou J.G. Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite from Kumdy-Kol area in Kokchetav UHP complex, Northern Kazakhstan // AGU Western Pacific Geophysics Meeting, 1998.

Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Plan. Sci. Let.*, 1985, v. 73, p. 158-170.

O'Hara M.J., Richardson S.W., Wilson G. Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle. // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1971, v. 32, p. 48–68.

O'Neill H.S.C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geothermobarometer. // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1981, v. 77, p. 185–194.

Obata M. The solubility of Al₂O₃ in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenites // *Amer. Min.*, 1976, v. 61, p. 804-816.

Ogasawara Y., Fukasawa K., Maruyama S. Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Amer. Mineral.*, 2002, v. 87, p. 454–461.

Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K., Katayama I., Maruyama S. Diamond bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Isl. Arc.*, 2000, v. 9, p. 400-416.

Ogasawara, Y., Aoki, K. The role of fluid for diamond-free UHP dolomitic marble from the Kokchetav Massif // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p.1178-1193.

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

Okamoto K., Maruyama S. Multi-anvil re-equilibration experiments of a Dabie-Shan ultrahigh-pressure eclogite within the diamond stability field // *Island Arc*, 1998, v. 7, p. 52–69.

Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D., Masago H. Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure-high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Saldat–Kol regions, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 328-357.

Parkinson C.D. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnet in whiteschist of the HP-UHPM Kokchetav massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism // *Lithos*, 2000, v. 52, p. 215-233.

Perkins D., Newton R.C. The compositions of coexisting pyroxenes and garnet in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 900-1100 °C and high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 75, p. 291-300.

Phillips D., Harris J. W., Viljoen K.S. Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from De Beers Pool diamonds, Kimberley, South Africa // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 155-179.

Saxena S.K., Eriksson G. Theoretical computation of mineral assemblages in pyrolite and lherzolite. // *Jour. Petrol.*, 1983, v. 24. p. 538–555.

Scambelluri M, Pettke T, van Roermund H.L.M. Majoritic garnets monitor deep subduction fluid flow and mantle dynamics // *Geology*, 2008, v. 36, p. 59-62

Scambelluri M., Rampone E., Piccardo G.B. Fluid and element cycling in subducted serpentinite: a trace-element study of the Erro–Tobbio high-pressure ultramafites (Western alps, NW Italy) // *Jour. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 55–67.

Schertl H.-P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: “Type locality” of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *Jour. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 5-38.

Schmädicke E., Gose J., Will T.M. The P-T evolution of ultra high temperature garnet-bearing ultramafic rocks from the Saxonian Granulitgebirge Core Complex, Bohemian Massif // *Jour. Metam. Geol.*, 2010, v. 28, p. 489-508.

Schulze D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 195–213.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299-307.

Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) / Eds Coleman R.G., Wang X. Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge: Cambridge University Press, 1995, p. 427-455.

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) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185–205.

Shen, T., Hermann, J., Zhang, L., Lu, Z., Padron-Navarta, J.A., Xia, B., and Bader, T. UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite- and Ti-clinohumite-bearing serpentinized ultramafic rocks from Chinese Southwestern Tianshan // *Jour. Petrol.*, 2015, v. 56, p. 1425–1458.

Sobolev N.V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle // *Amer. Geoph. Union*, 1977, 279 p.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742–746.

Stepanov A.S. Rubatto D., Hermann J., Korsakov A.V. Contrasting P-T paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // *Amer. Miner.*, 2016, v. 101, p. 788-807.

Taylor W.R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlung*, 1998, v. 172, p. 381-408.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Smirnova L., Korsakov A. The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in the Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova*, 2000, v. 12, p. 181–187.

Trommsdorff V., Risold A.C., Reusser E., Connolly J.A.D., Ulmer P. Titanian clinohumite: ilmenite rod inclusions and phase relations, Central Alps. In: UHPM workshop. Waseda University, 2001, p. 84–85.

Ulmer P., Trommsdorff V. Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km. In: Fei Y, Berthka CM, Mysen B (eds) *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. The Geochemical Society, Special publication, 1999, p 259–281.

Van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A., De Ronde A. Relict majoritic garnet microstructures from ultra-deep orogenic peridotites in western Norway // *Jour. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 117–130.

Wang C., Liu L., Chen D.L., Cao Y.T. Petrology, geochemistry, geochronology and metamorphic evolution of garnet peridotites from South Altyn UHP terrane, NW China: Records related to crustal slab subduction and exhumation history / *Ultrahigh Pressure Metamorph.*, 2011, 25, 541-577.

Weiss M. Clinohumites: a field and experimental study. Ph.D. thesis No. 12202, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 1997, 168 p.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185-187.

Wirth R., Dobrzhinetskaya L., Green II H.W. Electron microscope study of the reaction olivine + H₂O + TiO₂ → titanian clinohumite + titanian chondrodite synthesized at 8 GPa, 1300 K // *Amer. Mineral.*, 2001, v. 86, p. 601–610.

Wunder B. Equilibrium experiments in the system MgO ± SiO₂ ± H₂O (MSH): Stability fields of clinohumite-OH [Mg₉Si₄O₁₆(OH)₂], chondrodite-OH [Mg₅Si₂O₈(OH)₂] and phase A (Mg₇Si₂O₈(OH)₆). // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1998, v. 132, p. 111–120.

Xu Z., Chen J., Yang J.S., Li X., Chen F. Discovery of titanoclinohumite and titanochondrodite exsolution in clinopyroxene included in garnet peridotite and their significance // *Acta Geologica Sinica*, 2003, v. 77, p. 549–555 (in Chinese with English abstract).

Yang J.-J. Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: implication for timing of mantle metasomatism: comment and reply: comment // *Geology*, 2004, v. 32, e52–e53.

Yang J.-J. Titanian clinohumite-garnet-pyroxene rock from the Su-Lu UHP metamorphic terrane, China: chemical evolution and tectonic implications // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 359-379.

Yui T.-F., Chu H.-T., Hwang S.-L., Shen P., Wu T.-W., Liou J.G., Sobolev N.V., Geochemistry of garnetiferous Ti-clinohumite rock and talc–kyanite–phengite– almandine schist from the Kokchetav UHP terrane, Kazakhstan: an insight to possible origins of some chemically unusual UHP rocks // *Lithos*, 2010, v. 118, p. 131–144

Zhang R.Y., Liou J.G., Cong B.L. Talc-, magnesite- and Ti-clinohumite-bearing ultrahighpressure mafic and ultramafic complex in the Dabie Mountains, China // *Jour. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 1011–1037.

Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G., Coleman R.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Jour. Metam. Geol.*, 1997, v. 15, p. 479-496.

Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S, Yui T.-F. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // *Jour. Metam. Geol.*, 2000, v. 18, p. 149-166.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. Geodynamics series. American Geophysical Union, 1990, v. 21, 230 p.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Тектоно-метаморфическая схема Кокчетавской коллизионной зоны в Северном Казахстане по [Добрецов и др, 1998; Dobretsov et al., 1999, Theunissen et al., 2000], с упрощениями. На врезке: положение Кокчетавского массива на карте мира (снимок Google, 2020 г.)

1-2 – раннепалеозойские метаморфические породы мегамеланжевого пояса: 1 – высоких-сверхвысоких давлений, 2 – низких давлений; 3-5 – позднепротерозойские и палеозойские породы: 3 – амфиболиты, сланцы и кварциты, 4 – сланцы, мраморы, метапесчаники, метавулканы и кварциты, 5 – вулканы; 6 – офиолиты; 7 – граниты; 8 – главные разломы. Цифрами в кружках обозначено положение отдельных террейнов: 1 – Барчи-Коль, 2 – Кумды-Коль, 3 – Сулу-Тюбе, 4 – Енбек-Берлык, 5 – Кулет.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта района озера Кумды-Коль, по (Zhang et al., 1997) с изменениями.

1 – эклогиты; 2 – TiChu гранатиты («Grt перидотиты»); 3 – алмазсодержащие метаосадочные породы (гнейсы и известково-силикатные (пироксен-карбонатные и гранат-пироксен-карбонатные) породы); 4 – граниты; 5 – метапелитовые сланцы и Grt-Vt гнейсы (линиями показано простирание сланцеватости); 6 – элементы залегания.

Рис. 3. Изображения Орх-содержащих TiChu гранатитов («Grt перидотитов»).

а, б – тонкая (а) и толстая (б) пластинки на предметном стекле (обр. СК-97В и СК-97А, соответственно); в-з – фотографии шлифов в проходящем (в, д, ж) и поляризованном (г, е, з) свете: в, г – обр. Kumd-4; д, е – обр. СК-97В; ж, з – обр. СК-96А.

Рис. 4. Порфиробласты граната и ортопироксена в отраженных электронах на примере обр. СК-96А.

а – общий вид, химические профили 1-2 и 3-4 – на рис. 9; б и в – фрагменты с а: б – крупные кристаллы Ti-хондродита и Ti-клиногумита, в – округлое мелкое включение Ti-хондродита в Ti-клиногумите и крупное округлое включение ортопироксена в нем же (состав последнего см. табл. 3).

Рис. 5. Представительные BSE-изображения реликтовых ядер прогрессивного (Grt-1) (а) и пикового (Grt-2) (в, г) граната в порфиробластах и сплошных массах (д) ранне-регрессивного граната (Grt-3а) и развитие поздне-регрессивного граната (Grt-4) вдоль трещин в Grt-3а (б, д).

Примечание. а, б, д – обр. СК-91/1; в, г – обр. Kumd-4. На (д) в верхнем левом и нижнем правом углу видны фрагменты сложной зональности Grt-1 → Grt-2 → Grt-3 (подробнее см. в тексте).

Рис. 6. Grt-Орх-TiChu матрикс гранатитов в отраженных электронах.

а – обр. СК-96А; б – Kumd-4.

Рис. 7. Минеральные соотношения на позднем регрессивном этапе гранулитовой фации – образование высоко-Al ортопироксена (Орх-4), шпинели и железистого граната (Grt-4) по гранату предыдущего этапа метаморфизма (Grt-3).

Темные участки – низкотемпературное замещение минералов хлоритом и серпентином.

Рис. 8. Три представительных химических профиля кристаллов граната с разными типами зональности в TiChu гранатитах («Grt перидотитах») на примере обр. Kumd-4.

а – профиль с реликтовым высоко-Fe ядром прогрессивного Grt-1, окруженным мантией и каймой регрессивного Grt-3 (редкая встречаемость); б – профиль с реликтовым высоко-Mg ядром пикового Grt-2, окруженным мантией и каймой регрессивного Grt-3 (редкая встречаемость); с – профиль химически однородного регрессивного Grt-3 – самый распространенный тип граната, описанный в ранних работах [Ревердатто, Селятицкий, 2005; Zhang et al., 1997; Liou et al., 2002].

Рис. 9. Зональность ортопироксена на примере обр. СК-96А.

а и б – профили 1-2 и 3-4, показанные на рис. 4, соответственно.

Рис. 10. Закономерное изменение составов граната и ортопироксена в разных парагенезисах, отражающее смену P-T условий метаморфизма TiChu гранатитов на разных стадиях.

а – образцы Kumd-4, СК-91/1, СК-97/1, СК-97А, СК-97В; б – образец СК-96А. 1 – пиковая стадия М2: ядра порфиробластов: высоко-Mg Grt-2 + низко-Al Орх-1; 2 – ранняя регрессивная стадия М3: края порфиробластов: Grt-3а + Орх-2 (для обр. СК-97В: мантия однородного порфиробласта Grt-3а + край включения Орх-2); 3 – средняя регрессивная стадия М4: мелкие зёрна в матрице: Grt-3б + Орх-3; 4 – поздняя регрессивная стадия М5: железистый край Grt-4 в контакте с высоко-Al-Орх-4. Составы минералов из табл. 3.

Рис. 11. Состав Ti-хондродита и Ti-клиногумита из кумдыкольских гранатитов.

1 – TiChn; 2 – TiChu; 3 – TiChu из УНР известково-силикатных пород участка Кумды-Коль [Ogasawara et al., 2000; 2005].

Рис. 12. Grt-Орх геотермобарометрия TiChu гранатитов террейна Кумды-Коль.

Условные обозначения термометров и барометров из табл. 4.

Рис. 13. Оцененные ранее условия метаморфизма УНР пород террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве (а) и реконструированная нами метаморфическая P-T эволюция TiChu гранатитов («Grt перидотитов») на том же участке (б).

а: 1 – [Sobolev, Shatsky, 1990]; 2 – [Mannig, Bohlen, 1991]; 3 – [Shatsky et al., 1995]; 4 – [Shatsky et al., 1999]; 5 – [Zhang et al., 1997]; 6 – [Ogasawara et al., 2000]; 7 – [Okamoto, 2000; Okamoto, Maruyama, 1998]; 8 – [Katayama et al., 2001]; 9 – Herman et al., 2001]; 10 – [Auzanneau, 2006]; 11 – [Dobretsov, Shatsky, 2004]; 12 – [Massone, 2003, 2011]; 13

– [Korsakov, Herman, 2006]; 14 – [Mikhno, Korsakov, 2012]; возраст метаморфических стадий по [Katayama et al., 2001]; P-T данные из таблицы 1.

б: 1 – P-T оценки для TiChu гранатитов; 2 – предполагаемая P-T точка распада TiChn в гранатитах (< 43 кбар, < 950 °C); 3 – изменения параметров метаморфизма в отдельных образцах в направлении «центр-край-матрикс», 4 – реконструированный для гранатитов P-T тренд; 5-7 – алмазоносный участок Барчи [Stepanov et al., 2016]: 5 – совокупный P-T тренд, составленный нами по P-T оценкам трех образцов (B94-256, B118A50, B94-333), 6 – P-T оценки, по которым он построен, 7 – точка 19.5 кбар, 735 °C получена при усреднении трех оценок: 21 кбар, 700 °C; 18 кбар, 700 °C и 20 кбар, 800 °C; 8 – P-T тренд для алмазоносных пород участка Кумды-Коль по [Dobretsov, Shatsky, 2004]. Границы поля гранатовых (Grt per), шпинелевых (Spl per) и плагиоклазовых (Pl per) перидотитов по [Green, Ringwood, 1967]. Линия распада TiChn → TiChu + Ilm + H₂O [Hermann et al., 2007]; линия появления мейджоритового минала в Grt (Maj 1 %) по [Gasparik, 2003]; равновесие алмаз (Dia) – графит (Gr) по [Kennedy, 1976]. Равновесие коэсит (Coe) – кварц (Qtz) по [Bose, Ganguly, 1995]. Положение метаморфических фаций из работы [Ota et al., 2000]. M2–M5 – стадии метаморфизма.

**Таблица 1. P-T параметры метаморфизма пород террейна Кумды-Коль
в Кокчетавском массиве**

Порода	Минерал-индикатор UHP	Пиковая стадия	Регрессивные стадии	Ссылка
Известково-силикатная	Dia	> 40 / 900-1000	-	Sobolev, Shatsky, 1990
Эклогит	Al-in-Ttn	46 / 850	-	Manning, Bohlen, 1991
Гнейс, эклогит, известково-силикатные и Grt-Cpx породы	Dia	> 40 / 900-1050	7 / 620 4 / 420	Shatsky et al., 1995, 1999
Эклогит, гнейс	Dia	40 / 900-950	-	Dobretsov et al., 1995
Гнейс, эклогит, известково-силикатная	Dia	> 40 / 800-1000	10 / 650-680 2-3 / 420	Zhang et al., 1997
Известково-силикатная	K-Cpx, Dia, super-Si-Ttn + Coe	42-70 / 980-1250	> 25 / 800	Ogasawara et al., 2000, 2002
Эклогит	K-Cpx	60-70 / 900-1000	-	Okamoto, Maruyama, 1998; Okamoto et al., 2000
Эклогит	-	60* / 920-1020	10* / 740-790	Katayama et al., 2001
Гнейс, известково-силикатная	Dia	> 43 / 950-1000	10 / 800 8-10 / 650-700 5 / 600	Herman et al., 2001
Известково-силикатная	CaTs-in-Cpx	58-77 при 1000-1200	-	Massone, 2003
Известково-силикатная	K-Cpx + melt	45-60 / 1000	-	Korsakov, Herman, 2006
Гнейс	Ti-in-Phe	42±5 при 950	-	Auzanneau et al., 2010
Известково-силикатная	PT pseudosections	70 / 1100	6.5 / 700	Massone, 2011
Известково-силикатная	Grt + Phe + Cpx	40-56 / 800-1100	-	Mikhno, Korsakov, 2013
Известково-силикатная	K-Cpx + melt	55-73 / 960-1100	-	Mikhno, Korsakov, 2013

Примечание. Через косую черту приводятся собственные P-T оценки авторов. Второй столбец - минерал-индикатор UHP условий или ассоциация для UHP геобарометрии (через +). * - в работе [Katayama et al., 2000] давление не оценивалось и принято равным 60 кбар для пиковой стадии и 10 кбар для регрессивной. Прочерк - нет данных.

Таблица 2. Минеральный состав TiChu гранатитов, об. %.

	Grt	Opх	TiChn+TiChu	Ol	Cpx	Amp
Kumd-4	60-70	5-10	15-20	<5	<5	5
СК-96А	70-75	10	10-20	-	-	<5
СК-91/1	60-70	5	20-25	-	-	5
СК-97/1	60-70	5-10	20	-	-	5-10
СК-97-А	70-75	10	10-15	-	-	5
СК-97-В	70-75	5-10	15-20	-	-	<5

Примечание. Приведена визуальная оценка модального состава пород, полученная по нескольким шлифам для каждого образца. Подробности в тексте.

Таблица 3. Химические составы минералов TiChu гранатитов

	Kumd-4										
	Grt-1	Grt-2	Grt-3a	Grt-3б	Grt-4	Орх-1	Орх	Орх-2	Орх	Орх-3	TiChn
	ц.пб	ц.пб	кр.пб	мтр	орл	ц.пб	ср.пб	кр.пб	ц.мтр	кр.мтр р	мтр
SiO ₂	40.45	41.98	41.42	41.46	41.06	57.21	56.56	56.68	56.67	57.08	32.48
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.03	0.05	0.08	0.00	0.09	0.05	0.09	6.18
Al ₂ O ₃	22.44	22.60	22.60	22.16	22.22	0.39	0.53	0.83	0.70	1.26	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.84	11.83	14.30	15.29	17.37	9.14	9.33	9.52	9.55	9.25	9.65
MnO	0.29	0.08	0.20	0.19	0.24	0.00	0.00	0.04	0.04	0.05	0.00
MgO	13.40	17.59	16.71	16.06	14.45	33.28	33.61	32.39	33.04	31.96	47.04
CaO	5.72	6.12	5.04	5.28	5.28	0.24	0.21	0.22	0.22	0.21	0.00
Total	100.16	100.26	100.34	100.51	100.71	100.36	100.24	99.78	100.28	99.88	95.34
#Mg	0.57	0.73	0.68	0.65	0.60	0.87	0.87	0.86	0.86	0.86	0.90

Продолжение табл. 2.

Kumd-4			СК-96А								
TiChu	TiChu	TiChu	Grt-2	Grt-3a	Grt-3б	Grt-4	Орх-1	Орх	Орх-2	Орх	Орх-3
ц.мтр	кр.мтр р	вк-1	ц	кр	мтр	орл	ц	ср	кр	ц.мтр р	кр.мтр р
35.85	35.63	35.85	42.06	42.05	41.61	40.39	57.56	57.15	56.90	57.13	56.74
3.79	3.53	3.59	0.04	0.08	0.05	0.04	0.03	0.05	0.09	0.02	0.12
0.00	0.00	0.01	23.31	23.27	22.93	22.21	0.38	0.53	0.73	0.52	1.41
0.00	0.02	0.00	0.06	0.02	0.03	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03
11.94	12.66	10.87	10.56	12.03	12.62	16.91	7.29	7.56	7.59	7.50	7.87
0.03	0.06	0.02	0.07	0.16	0.12	0.35	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03
46.28	45.88	47.30	19.36	18.58	18.20	14.40	34.63	34.56	35.04	34.27	34.10
0.02	0.04	0.03	4.28	4.01	3.84	5.07	0.18	0.19	0.19	0.20	0.21
97.92	97.83	97.68	99.78	100.20	99.39	99.44	100.14	100.15	100.76	99.66	100.60
0.87	0.87	0.89	0.77	0.73	0.72	0.60	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89

Продолжение табл. 2.

СК-96А							СК-91/1				
Орх	Орх-2	Орх	TiChn	TiChn	TiChu	TiChu	Grt-1	Grt-2	Grt-3б	Grt-4	Орх-1
ц.вк-2	кр.вк-2	мтр	вк-1	вк-2	ц.пб	кр.пб	ц.пб	ц.пб	кр.пб	орл	ц.пб
57.08	56.75	56.85	33.05	32.79	35.78	36.23	40.26	41.23	40.69	41.03	56.55
0.00	0.00	0.17	7.41	7.28	4.16	3.48	0.00	0.05	0.03	0.03	0.05
0.59	0.69	0.94	0.00	0.02	0.00	0.00	22.00	22.86	22.62	21.94	0.49
0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
7.82	7.63	7.86	8.24	8.97	10.52	10.09	20.07	12.64	14.05	18.52	9.91
0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.32	0.08	0.21	0.33	0.05
34.38	34.00	34.17	46.52	46.63	47.04	47.35	12.80	16.81	16.09	13.32	32.38
0.20	0.14	0.14	0.01	0.01	0.00	0.00	5.12	5.97	5.44	5.73	0.21
100.06	99.21	100.12	95.28	95.74	97.49	97.15	100.60	99.68	99.14	100.93	99.65
0.89	0.89	0.89	0.91	0.90	0.89	0.89	0.53	0.70	0.67	0.56	0.85

Продолжение табл. 2.

СК-91/1			СК-97А						СК-97В		
Орх-2	Орх-3	TiChu	Grт-3б	Grт-3б	Орх	Орх-3	TiChn	TiChu	Grт-3а	Grт-3а	Орх
кр.пб-1	кр.пб-2	мтр	ц.мтр	кр.мтр	ц.мтр	кр.мтр	мтр	мтр	ц.пб	кр.пб	ц.вк-1
56.01	57.04	34.51	41.61	41.46	57.41	56.90	32.85	35.91	41.76	41.30	56.73
0.10	0.07	3.95	0.01	0.05	0.05	0.06	6.73	3.10	0.08	0.04	0.06
0.78	1.45	0.00	22.24	22.40	0.74	1.18	0.00	0.00	22.81	22.46	0.52
0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
9.68	9.85	12.52	14.82	15.02	9.47	9.80	10.74	12.35	14.95	14.72	9.60
0.09	0.05	0.00	0.15	0.15	0.04	0.05	0.00	0.03	0.14	0.15	0.02
33.25	31.98	44.06	15.82	16.14	32.30	32.47	46.21	45.82	16.64	16.48	32.20
0.21	0.22	0.05	5.60	4.79	0.21	0.24	0.03	0.01	4.50	4.53	0.21
100.16	100.65	95.13	100.26	100.06	100.25	100.72	96.57	97.25	100.89	99.70	99.37
0.86	0.85	0.86	0.66	0.66	0.86	0.86	0.88	0.87	0.66	0.67	0.86

Окончание табл. 2.

СК-97В		СК-97/1								
Орх-3	TiChu	Grт-3а	Орх-2	TiChu	TiChu	Grт-4	Орх-4	Spl	Spl	Spl
кр.вк-1	смп	ср.пб	вк-1	ц.мтр	кр.мтр	ткм	срст	срст	ткм	мтр
57.05	36.03	40.68	57.40	35.62	35.89	40.99	52.50	0.10	0.00	0.01
0.05	2.82	0.02	0.05	3.64	3.02	0.06	0.06	0.01	0.00	0.01
0.71	0.00	22.21	0.71	0.00	0.00	22.70	5.83	65.06	64.70	64.89
0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.04	0.03
9.48	13.04	14.64	9.70	11.44	11.40	18.28	12.76	16.52	17.05	16.85
0.05	0.04	0.19	0.03	0.04	0.01	0.22	0.09	0.07	0.05	0.09
31.48	45.98	17.09	32.61	46.12	46.41	13.34	27.89	17.87	17.15	17.47
0.24	0.00	4.20	0.27	0.04	0.03	4.87	0.13	0.02	0.08	0.00
99.07	97.92	99.07	100.82	96.89	96.75	100.51	99.29	99.66	99.06	99.35
0.86	0.86	0.68	0.86	0.88	0.88	0.57	0.80	0.66	0.64	0.65

Примечание. Анализы минералов и BSE изображения получены на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100 Superprobe в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (аналитик Е.Н. Нигматулина, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания Na₂O и K₂O ниже предела обнаружения. ц, ср, кр – центр, средняя часть и край, соответственно, пб – порфириобласт, мтр – зерно матрикса, орл – облачный ореол вдоль трещин в Grт-3а и Grт-3б, вк-1 – включение в Grт-3а; вк-2 – включение в TiChu, смп – состав Ti-клиногумита из Ilm-TiChu симлектита; ткм – тонкая (неск. мкм) незамкнутая кайма по Grт-3а, срст – Spl-Орх-4 сросток по Grт-3а. Магнезиальность #Mg = Mg / (Mg + Fe). Обозначения минералов по [Whitney, Evans, 2010].

Таблица 4. Комбинации Grt-Орх геотермометров и геобарометров для оценки P-T условий метаморфизма TiSchu гранатитов

стадия	M1	M2, M3	M4
барометры	P(NG85) P(T98) P(B08)	P(BK90) P(NG85) P(T98)	P(H84)
термометры	T(BK90) T(H84)	T(BK90) T(H84)	T(BK90) T(H84)

Примечание. Grt-Орх барометры: P(BK90) – [Brey and Kohler, 1990]; P(NG85) – [Nickel and Green, 1985]; P(T98) – [Taylor, 1998]; P(H84) – [Harley, 1984], P(B08) [Brey et al., 2008]; Grt-Орх термометры: T(H84) – [Harley, 1984]; T(BK90) – [Brey и Kohler, 1990].

**Таблица 5. Оцененные P-T параметры метаморфизма TiChi гранатитов
террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве**

Образец	M1	M2	M3	M4
Kumd-4	55 / 1120	31 / 835	18 / 700	
СК-96А	57 / 1075	32 / 825	21 / 750	
СК-91/1	51.5 / 1085		21 / 795	
СК-97А			21 / 745	
СК-97В		32 / 830		
СК-97/1		32.5 / 845		11.5 / 710

Примечание. Через косую черту приведены значения P (кбар) / T (°C).

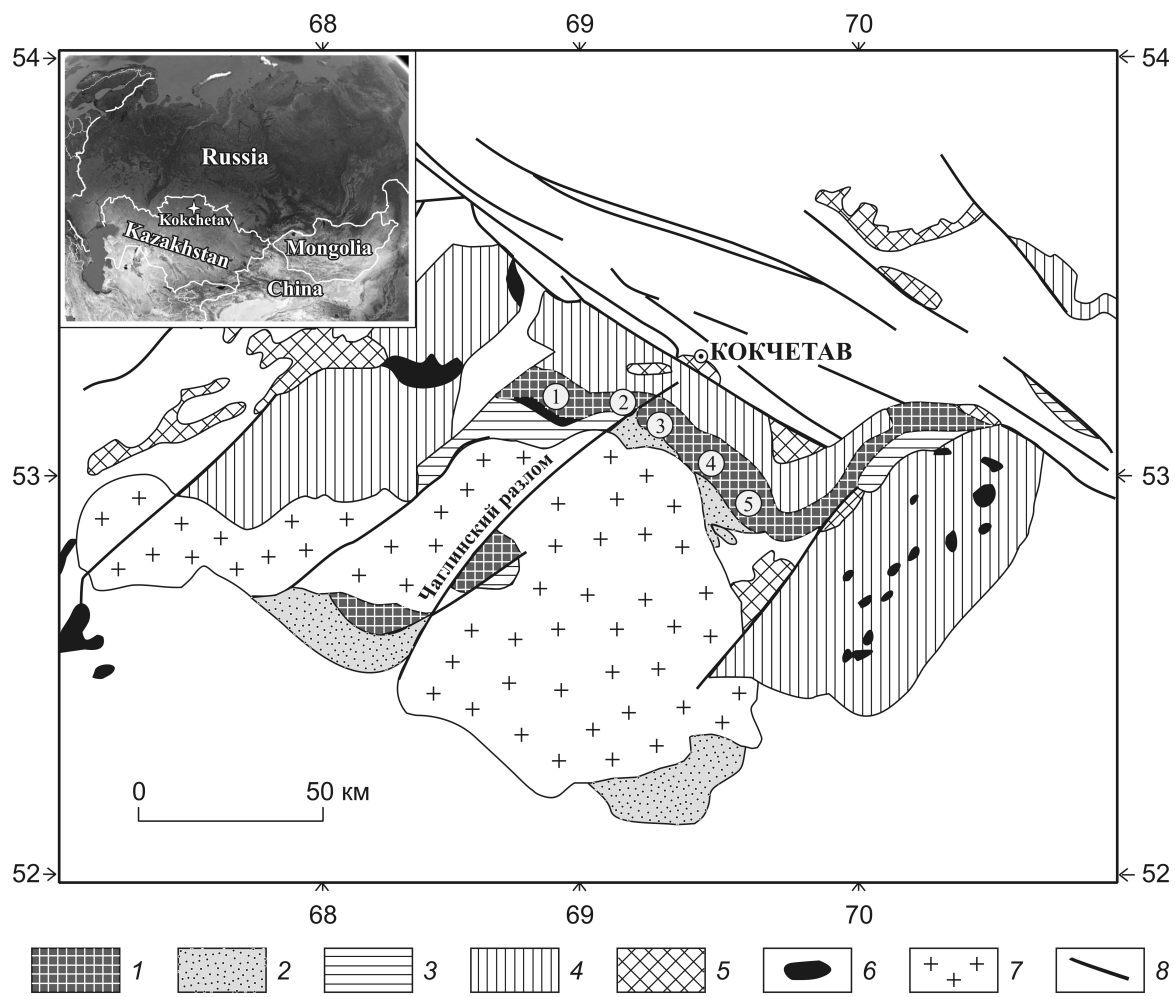


Рис. 1

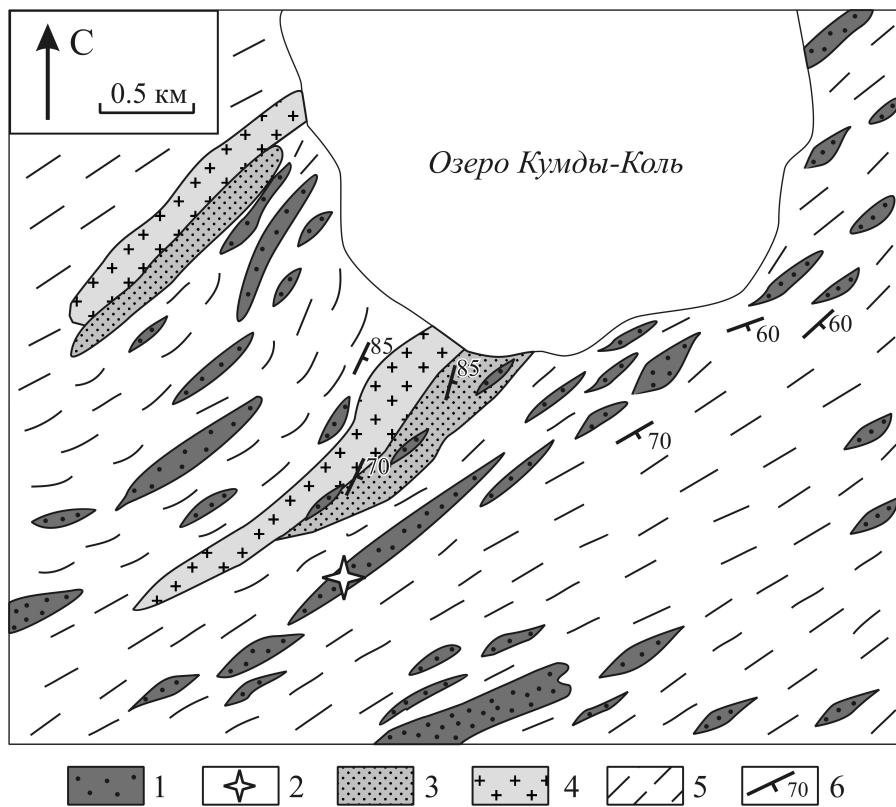


Рис. 2

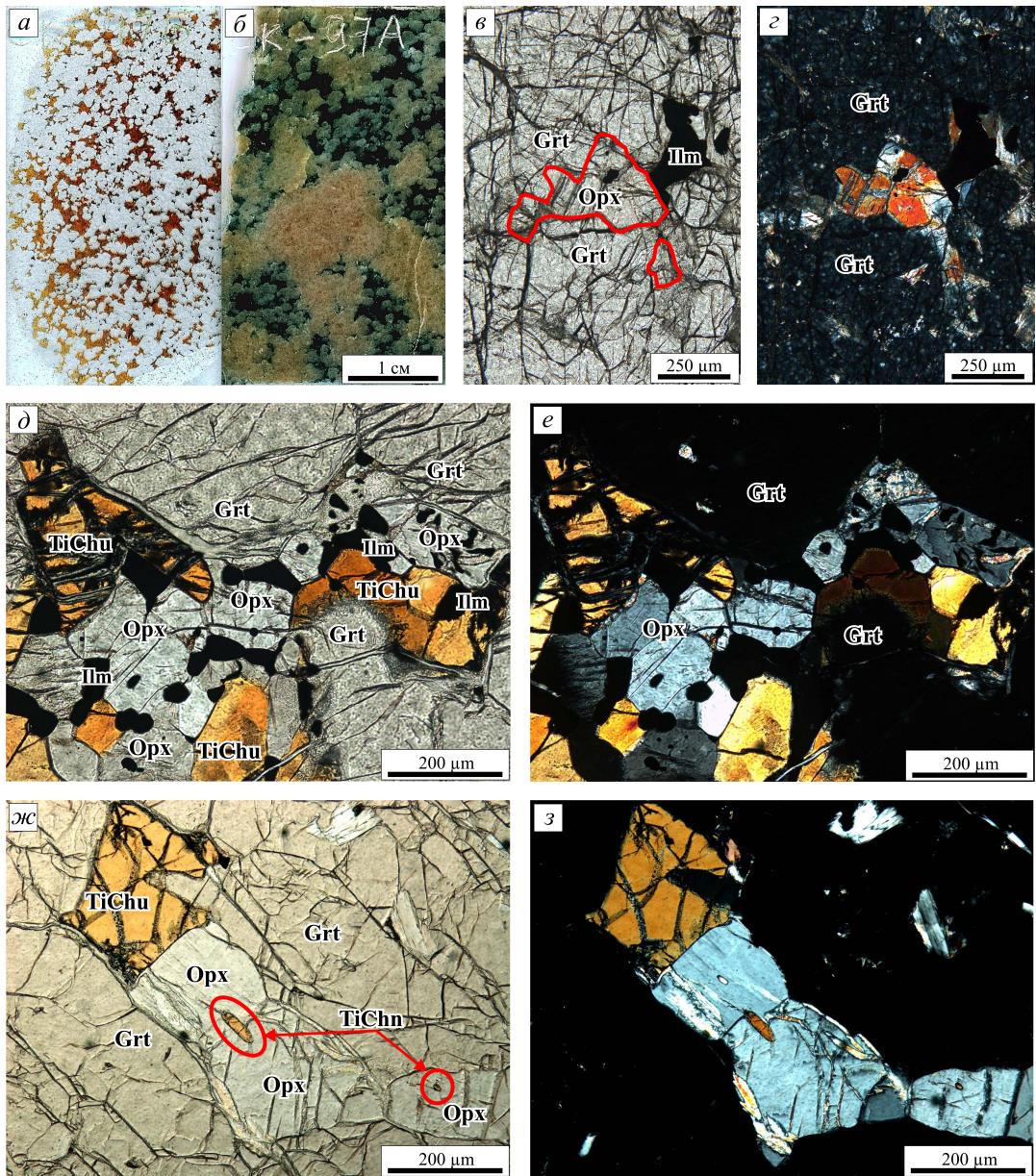


Рис. 3

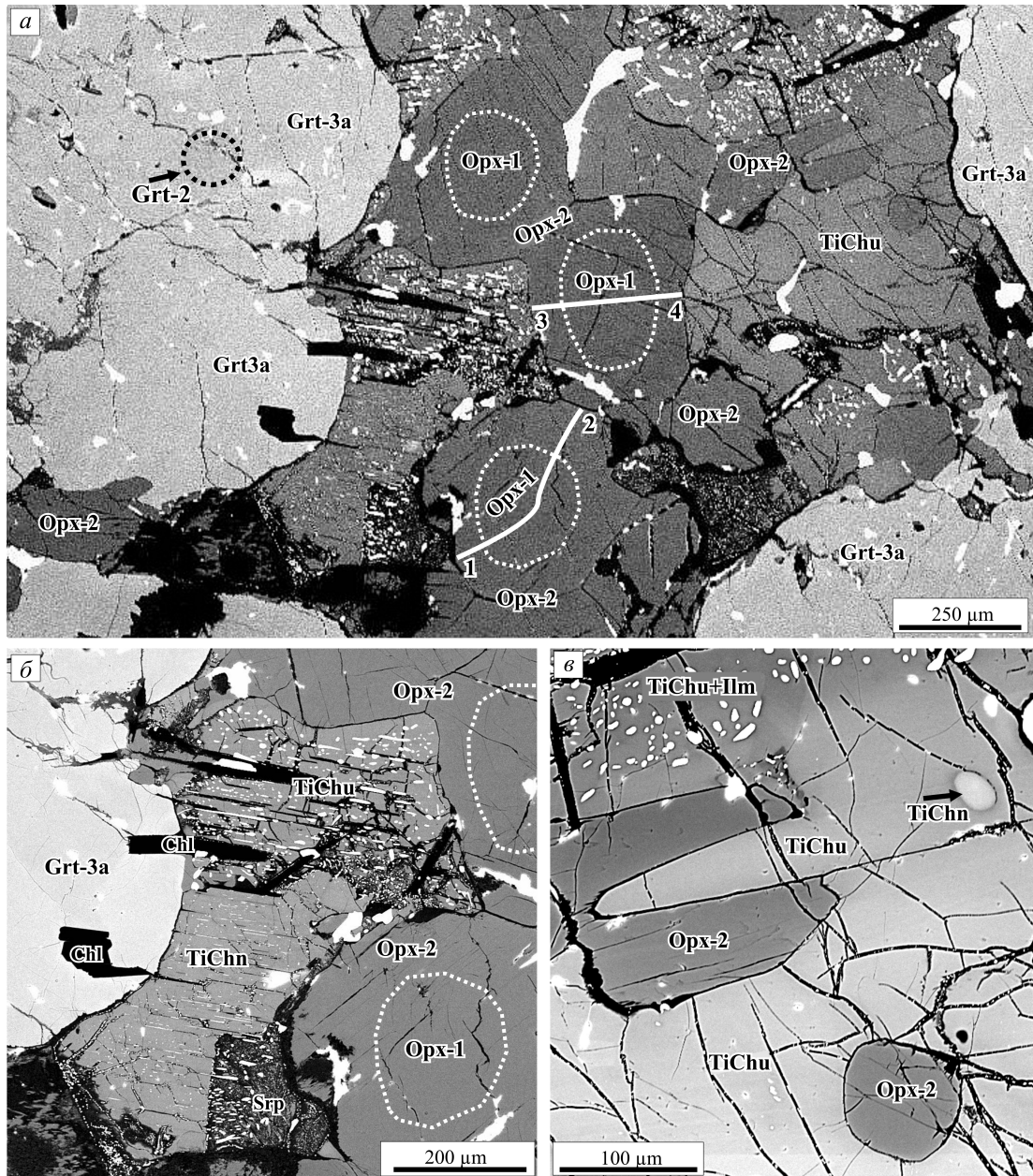
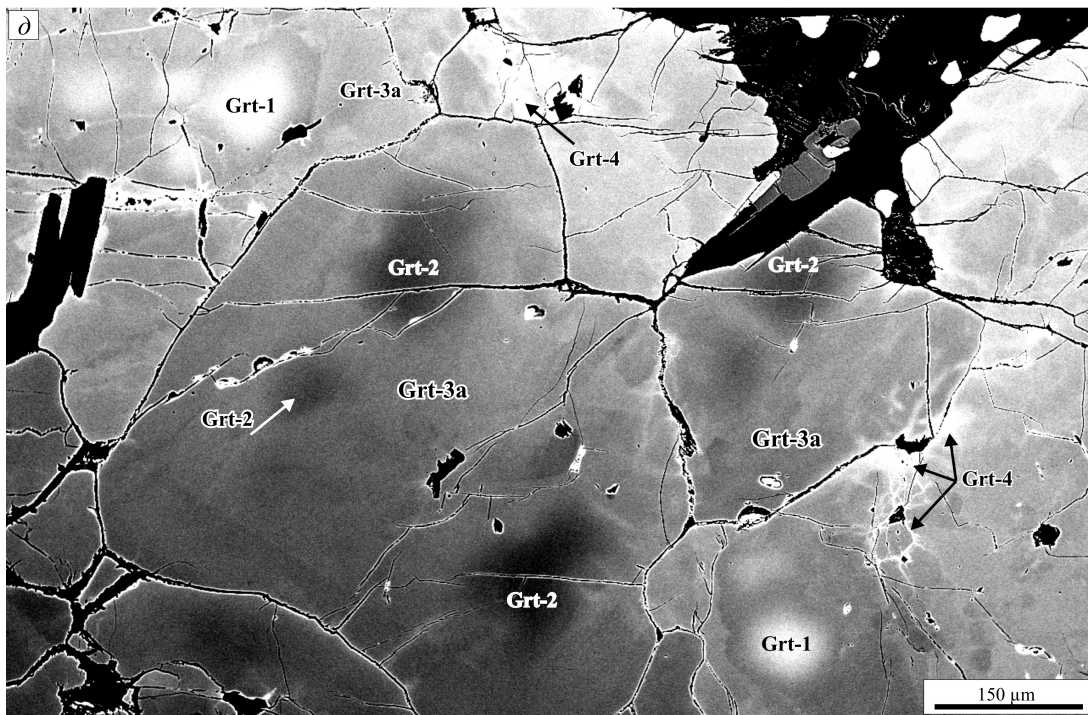
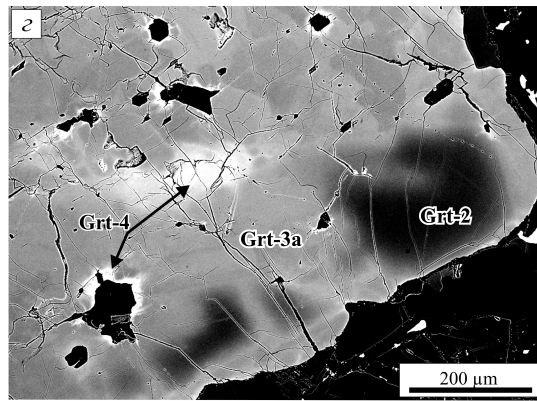
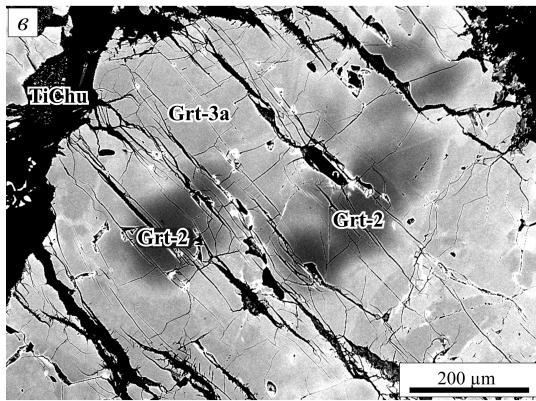
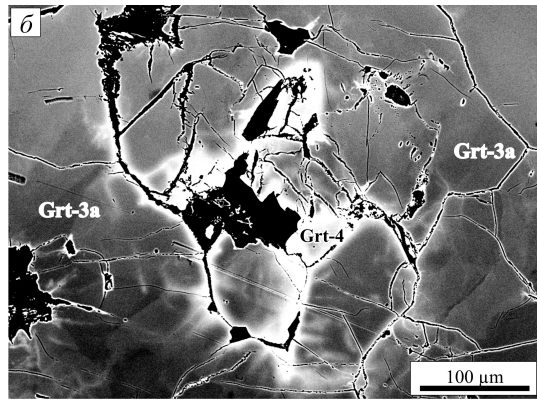
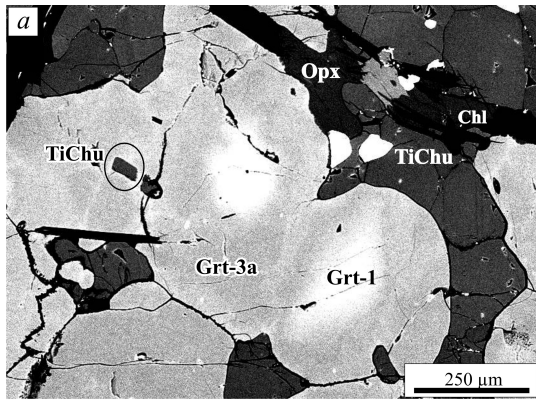


Рис. 4



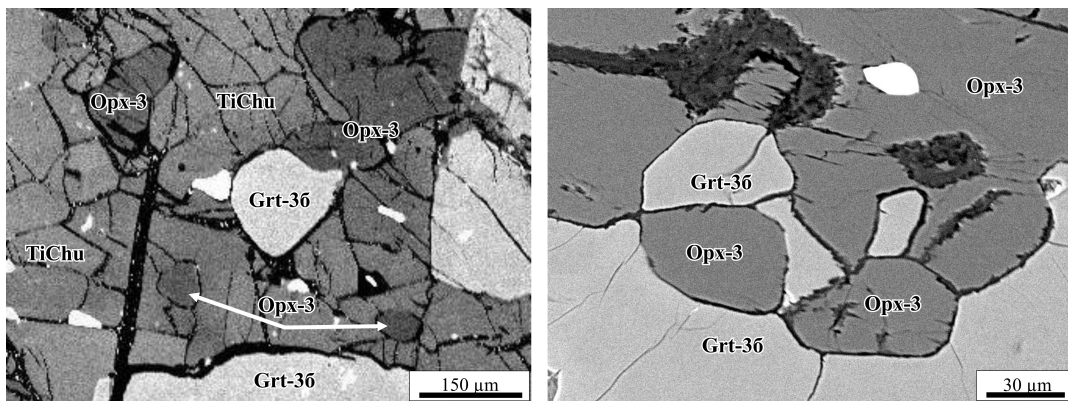


Рис. 6

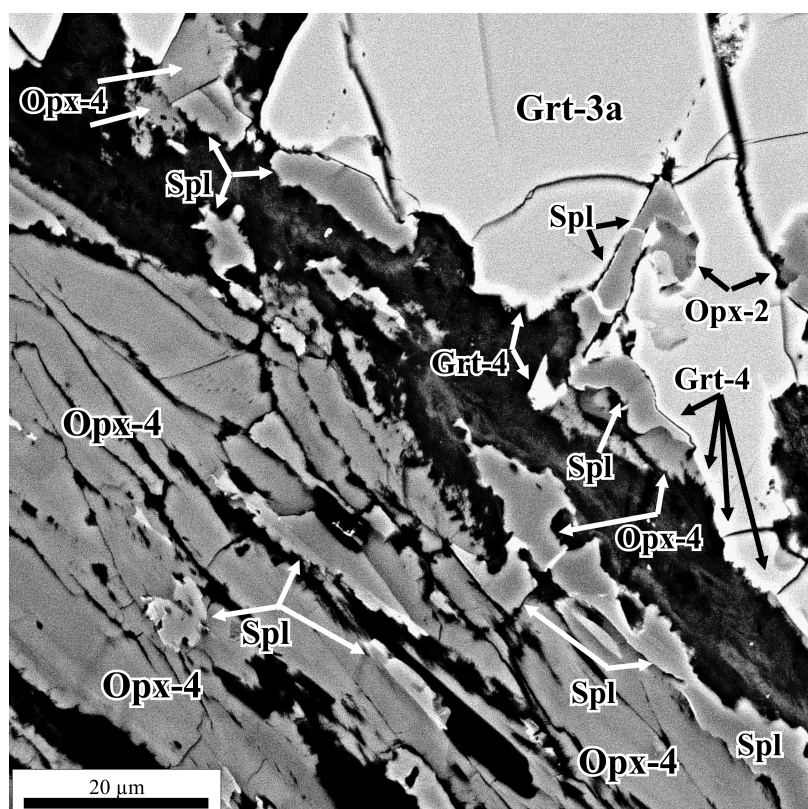


Рис. 7

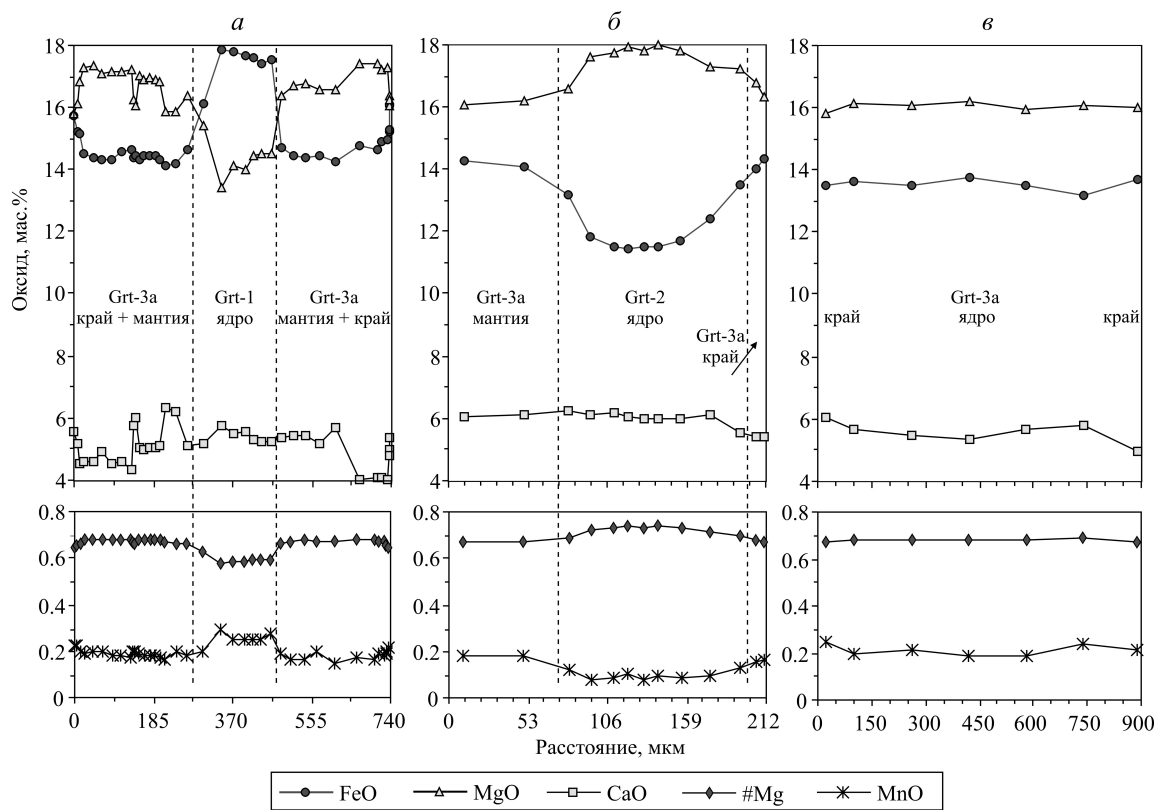


Рис. 8

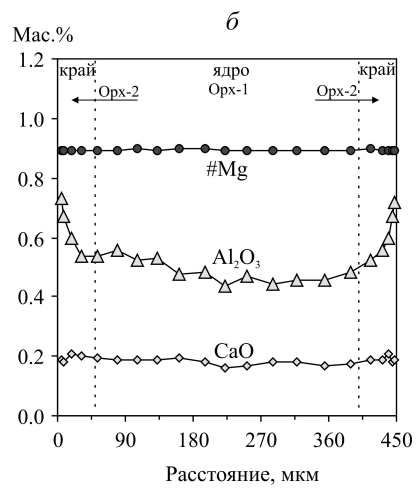
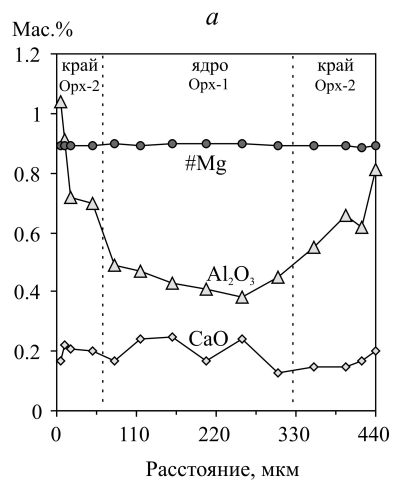


Рис. 9

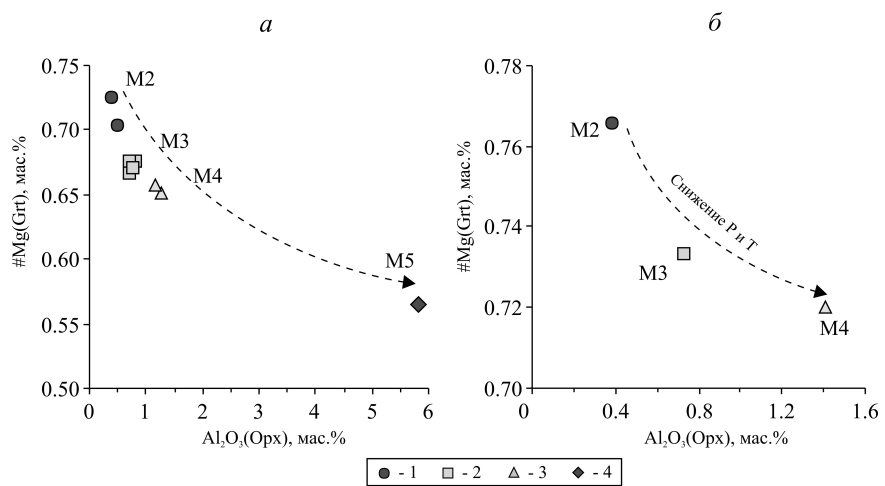


Рис. 10

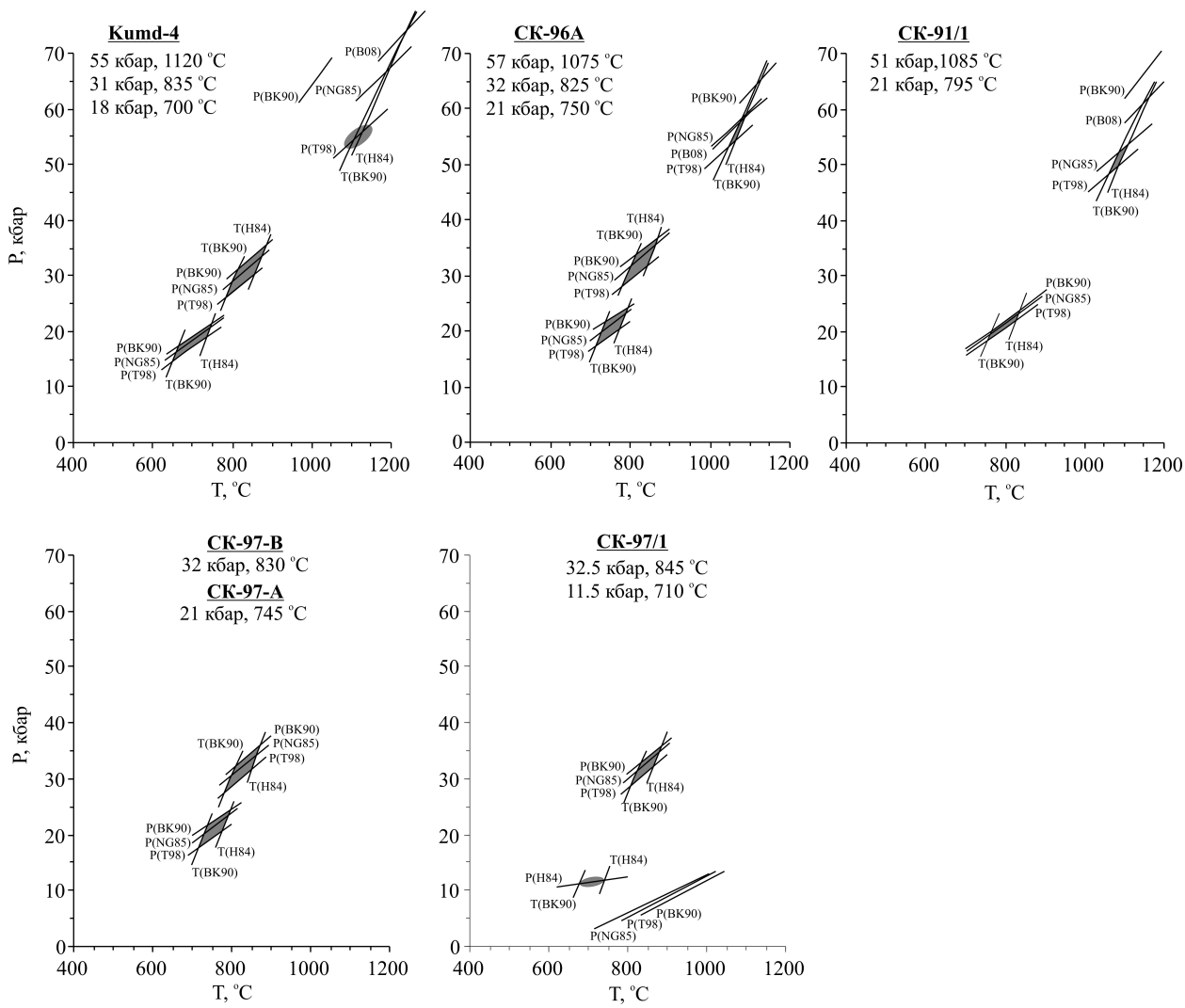


Рис. 12

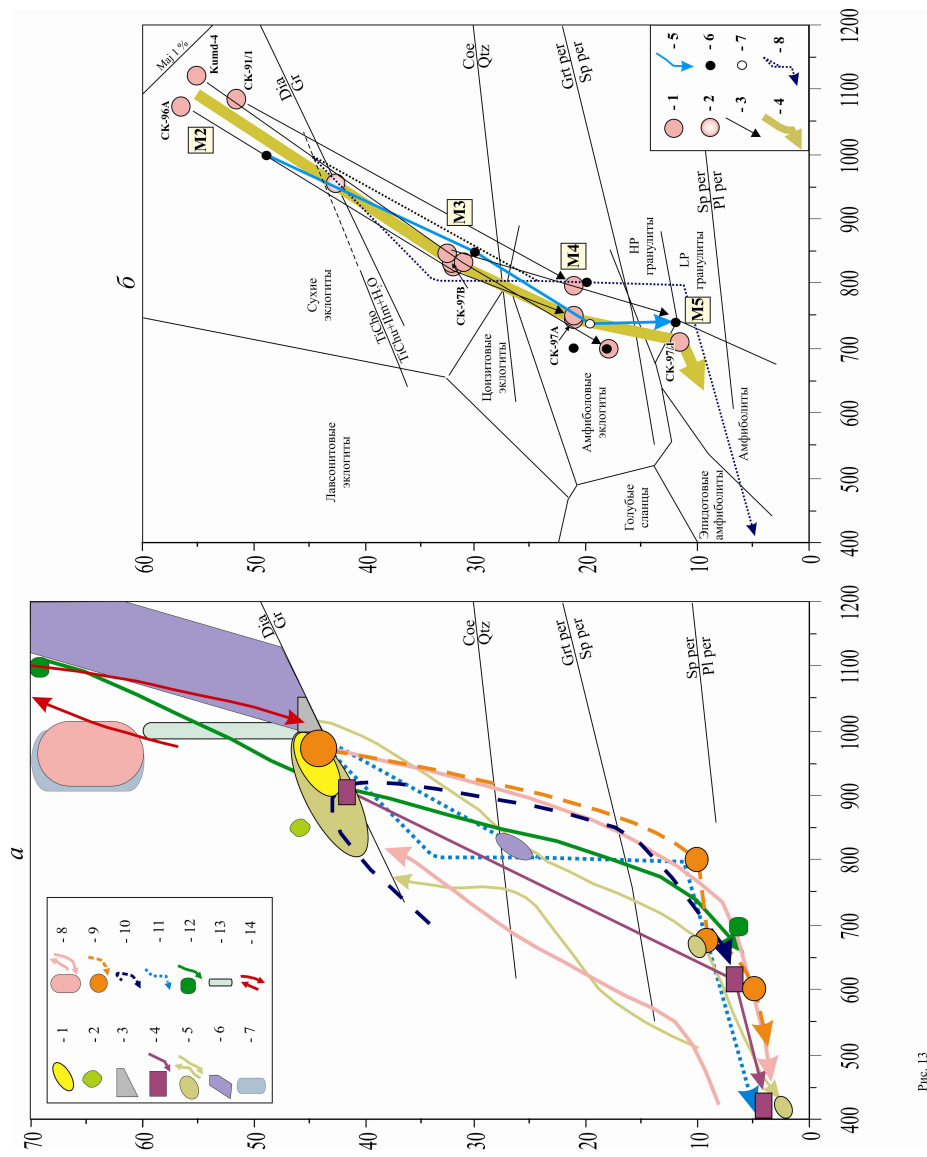


Рис. 13