

Особенности строения литосферной мантии Накынского кимберлитово поля и по ксенолитам и ксенокристаллам кимберлитовой трубки Нюрбинская

Ащепков И.В.¹, Владыкин Н.В.², Ротман А.Я.³, Похиленко Н.П.¹, Логвинова А.М.¹, Стегницкий Ю.Б.³, Палесский С.В.¹, Кучкин С.И.¹, Травин С.В.¹, Сапрыкин А.И.¹, Аношин Г.Н.¹, Хмельникова О.С.¹

¹ *ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия*

² *Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия*

³ *ЦНИГРИ, АЛРОСА, Мирный, Россия*

Накынское кимберлитовое поле, открытое сравнительно недавно, отличается повышенной алмазоносностью. Низкотитанистые кимберлиты выносят большое число ксенолитов метаосадочных пород эклогитов, пироксенитов и перидотитов. Перидотитовые минералы дают длинные ряды изменения составов, свидетельствующие о повышенной мощности литосферы, значительная часть которых, судя по повышенной хромистости, особенно хромитов, относится к алмазной фации мантии. Cr-диопсиды из трубки Нюрбинская обнаруживают тренд близкий к пироксеновому тр. Мир, но более железистый и хромистый. Ильменитовые мегакристаллы, найденные в одной из проб, разбиваются на две группы составов магнезиальные – 55-52% TiO₂ близких к метасоматическому типу и более железисты. Ильменитовый тренд с быстрым снижением 14-9% MgO и NiO и небольшими концентрациями Al₂O₃, Cr₂O₃ ограничен по TiO₂ до 44%.

ТР условия, определенные с помощью клинопироксеновых и гранатовых термобарометров, обнаруживают хорошее совпадение в низкотемпературной части. Клинопироксеновые составы дают низкотемпературные геотерму выше 50 кбар, а ниже – существенный разогрев. По гранату определены две ветви: близкая к клинопироксеновой и высокотемпературную ~ 43 мв/м². Реконструкция слоистости мантийной колонны с помощью построения вариаций компонентов от вычисленного давления для граната и клинопироксена и от TiO₂ для ильменита и Cr₂O₃ для хромита обнаруживает хорошее совпадение. Судя по гранату, мантийная колонна расслоена на 9-10 основных горизонтов, можно определить более тонкую слоистость в нижней части разреза. Обогащенный пироксеном линза, обычная ~ 35-45 кбар под Накынским полем сравнительно мощная и опущена до 38-55 кбар. Нижняя часть резко истощена и частично вновь регенирирована. В нижней части мантийной колонны, вероятно, присутствуют не менее 2х горизонтов сравнительно легкоплавких эклогитоподобных пород.

Состав микрокомпонентов проанализированный методом LAM ICP MS на 40 элементов для минералов из концентрата кимберлитовых показала, что мантийные минералы Накынского поля имеют компоненту, типа зрелых осадков –Ce-аномалии, Ta-Nb – U обогащение и т.п. Гранаты из верхней части мантийной колонны имеют округлые спектры, а из нижней части – минимумы

HREE или S-образные. Клинопироксены из различных частей разрезы TRE и REE диаграммы резко различаются, от S-образных до обычных для глубинных частей кратона, резко обогащенных LREE составов или с обратным наклоном, характерным для шпинелевой фации.

Ильменитовый тренд, судя по обогащению REE конечных составов (~ в 10000 относительно недифференцированных) трассирует непротяженную по вертикали систему подводных каналов протокимберлитовой стадии и отражает почти полную кристаллизацию этих магм. Начальные порции расплавов, продуцировавших ильмениты, имели плоские или слаженные W-спектры REE с Ce аномалиями как и у хромитов, а конечные дифференцированные с резким обогащением LREE.

Повышенная алмазоносность, по-видимому, связана с субдукцией сиалического богатого H₂O и летучими субстрата, вызвавшего реакцию, а затем внедрением и полной кристаллизацией протокимберлитовых расплавов в нижней части мантийной колонны, что сопровождалось сильным разогревом и, вероятно, ростом и укрупнением алмазов.

Введение

Накынское кимберлитовое поле, Сибиркой алмазоносной провинции, открытое сравнительно недавно [24], отличается аномальным строением литосферы [11, 12, 14] повышенной алмазоносностью, причем среди ксенолитов [20] встречаются алмазоносные железистые эклогитоподобные ассоциации с альмандином, доля которых и их обломков высоки и типичные эклогиты, в том числе с алмазами [21]. Среди ксеногенного перидотитового материала преобладают хромистые ассоциации пиропов и хромитов [14], что наряду с геохимическими признаками [28] самих кимберлитовых расплавов свидетельствуют о глубинности выносимого материала [7]. В этом поле пространственным совмещены базитовый и кимберлитового вулканизм [10, 16, 26]. Трубки, сложенные преимущественно полимиктовыми брекчиями [23], имеют возраст, близкий к возрастам других среднепалеозойских кимберлитов [9], что подтверждается и нашими определениями для трубки Ботуобинская (352±33 млн. лет). Спектры TRE характеризуются обычными La/Yb_n отношениями с Ce минимумами и несколько пониженным наклоном левого крыла REE спектра и значениями некогерентных элементов LILE U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, для отдельных проб, другие отвечают средним значениям для палеозойских кимберлитов Сибирской платформы (наши данные и [28]).

В статье впервые приведены составы клинопироксенов и ильменитов, которые существенно помогают понять картину строения литосферного кила и системы каналов продвижения протокимберлитовых расплавов.

Минералогия

Гранаты из тр. Нюрбинская относятся к эклогитовым и перидотитовым составам [11, 12, 13, 28], так же как и трубки Ботуобинская [22]. Первые железистые - 16-26 %. Низкокальциевых эклогитовых гранатов ~1% CaO в обнаруженных в алмазоносном эклогите в данной выборке не найдено, самые

низкие концентрации 2,4% CaO у эклогитовых гранатов (FeO-17%). Пиропы в основном трассируют лерцолитовое поле 1-13,5% Cr₂O₃, несмотря на существенно истощенный состав перидотитовых ксенолитов. Более хромистые составы относятся к гарцбургитовому типу. Данная выборка, состоящая из 420 анализов зерен гранатов по химизму близка к опубликованным ранее [13, 28], но отличается отсутствием гранатов с содержанием ~ 15% Cr₂O₃. Изученная выборка состоит из зерен из протолок 4х проб скважин 22/400 и 16/320, 103/3; 110-15. Отдельные пробы отличаются несущественно, однако в пробе, содержащей ильменит, отмечены повышенные содержания Na₂O и TiO₂ в гранатах. (рис. 1.) Несколько близ- изобарических трендов субкальциевых гранатов [19, 39, 41, 45] зафиксировано начиная с 7% Cr₂O₃ на диаграмме Cr₂O₃-CaO. Высококальциевые составы и тренды в пироксенитовую область [19] не характерны. В интервале 0-4% Cr₂O₃ отмечено снижение FeO от 12% до 8% для гранатов мегахристовой ассоциации, что предполагает их образование из расплавов, контаминированных перидотитами. Как и для трубки Зарница [2, 6] основному максимуму встречаемости относится низкохромистому интервалу 3 % Cr₂O₃.

Cr- диопсиды из кимберлитов Накынского поля в данной работе описаны впервые. Они встречены в больших количествах в той же пробе, что и ильмениты, в других гораздо реже. Эти минералы образуют обычный тренд снижения Cr с увеличением железистости, как и Na₂O; для TiO₂ и Al₂O₃ отмечается слабый рост (рис. 2.). Данный тренд немного более железист, чем у перидотитовых клинопироксенов из тр. Мир.

У *хромитов* максимум встречаемости относится к интервалу 64% - Cr₂O₃ алмазной фации, которые встречаются в виде включений [18] (рис. 3) . Хромиты до 50% Cr₂O₃. быстро обогащаются ульвошпинелевым миналом с содержаниями TiO₂ до 4%, а затем титанистость резко падает. Одновременно с титаном растут NiO, FeO и V₂O₅, затем при 50% Cr₂O₃ перелом трендов со снижением данных компонентов. Хромиты из изученной ранее выборки [14] имеют близкую конфигурацию, но доля низкохромистых составов значительно выше.

Ильмениты, которые ранее отмечались в виде единичных зерен [14] в одной из проб обнаружены в значительных количествах в пробе керна туфобрекчии. В отличие от регулярных трендов определенных для большинства Африканских трубок [43, 51] и большинства трубок Сибирской платформы [1, 2, 5, 25] данная выборка отличается большим разбросом составов ильменитов. Они делятся на 2 группы с TiO₂ 48-51% и > 52% и лишь 1 состав с высокой хромистостью имеет содержание TiO₂ 45%. Анализы ильменитов имеют специфическое распределение с очень быстрым снижением содержаний MgO (рис. 4), NiO, V₂O₅, Fe O при этом растут. Cr₂O₃, будучи постоянным в пределах группы снижается от 1,7 до 1 %., концентрации Al₂O₃ низки ~0.5%. Самые магниальные составы близки к тем, что встречаются в алмазоносных ассоциациях [12].

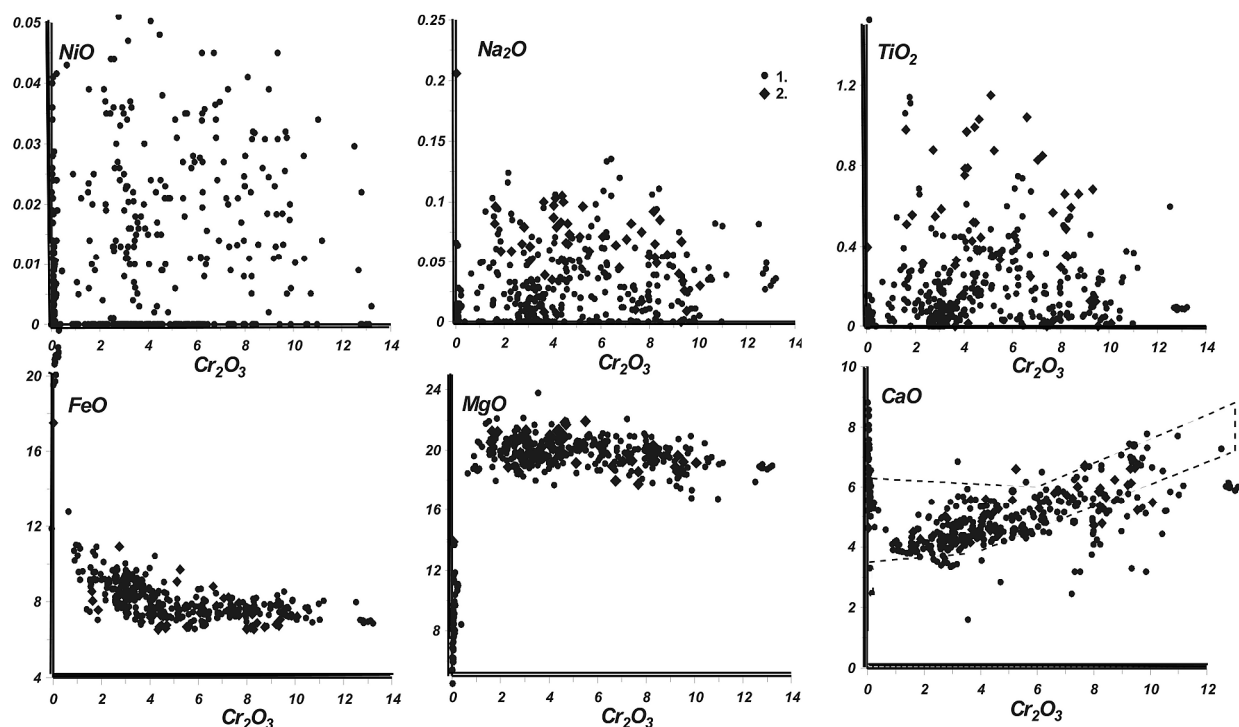


Рис. 1. Вариации состава гранатов из кимберлитовой трубки Нюрбинская.

1 - все проанализированные зерна, 2 - зерна из пробы содержащей клинопироксен и ильменит

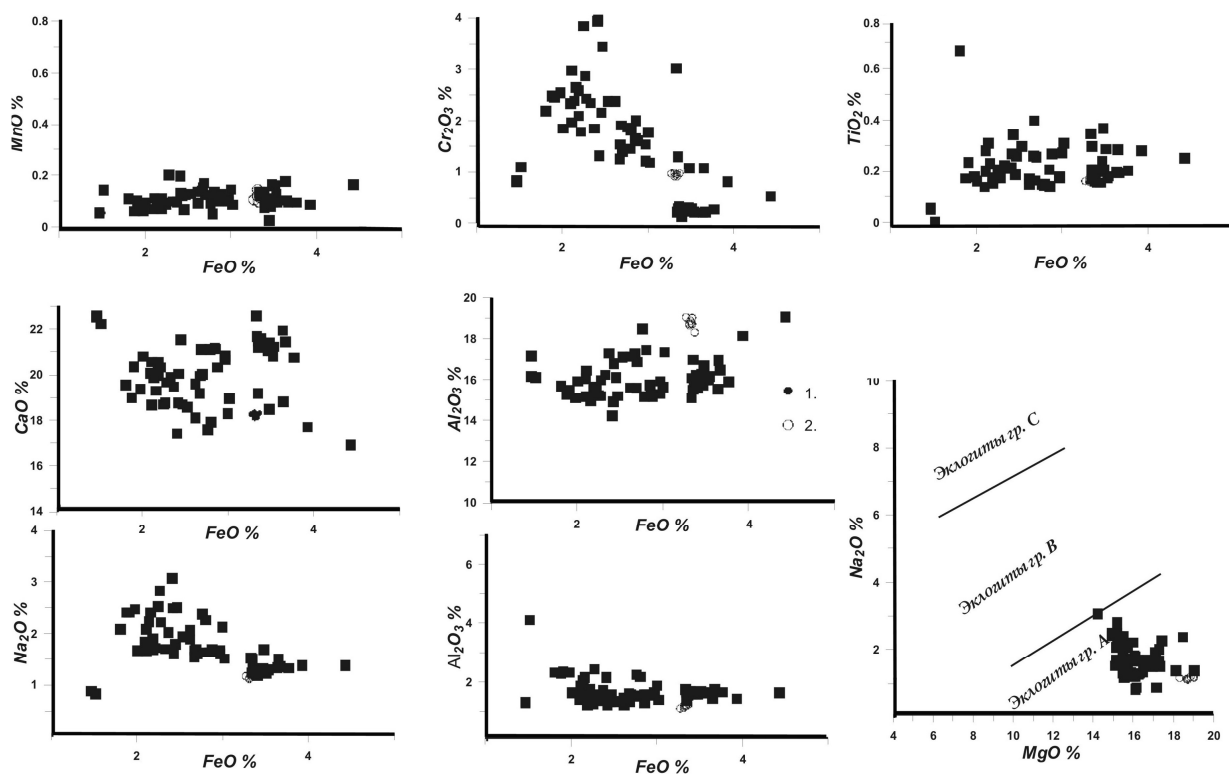


Рис.2. Вариации состава Cr- диопсидов из кимберлитовой трубки Нюрбинская.

1 - трубка Нюрбинская, 2 -. трубка Ботуобинская.

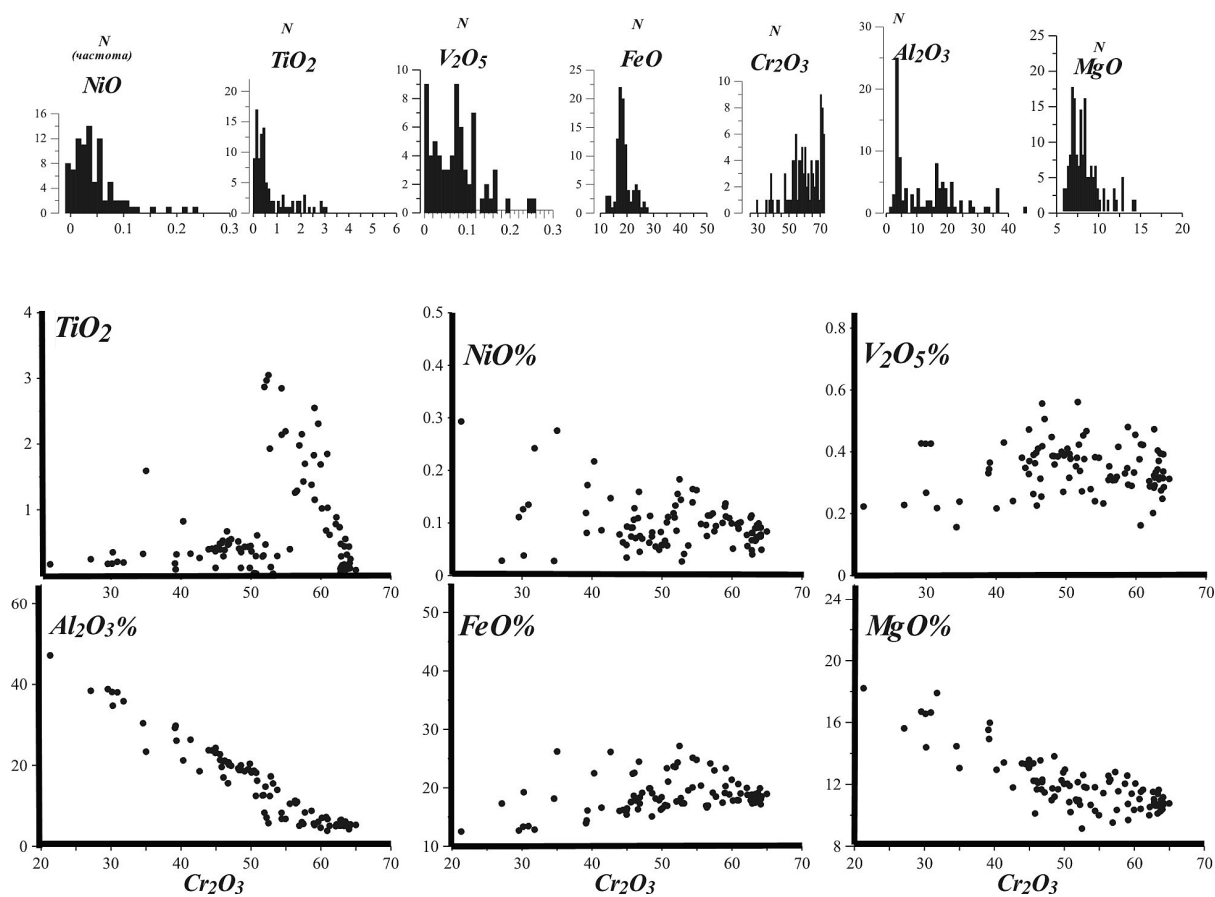


Рис.3. Вариации состава хромитов из кимберлитовой трубки Нюрбинская.

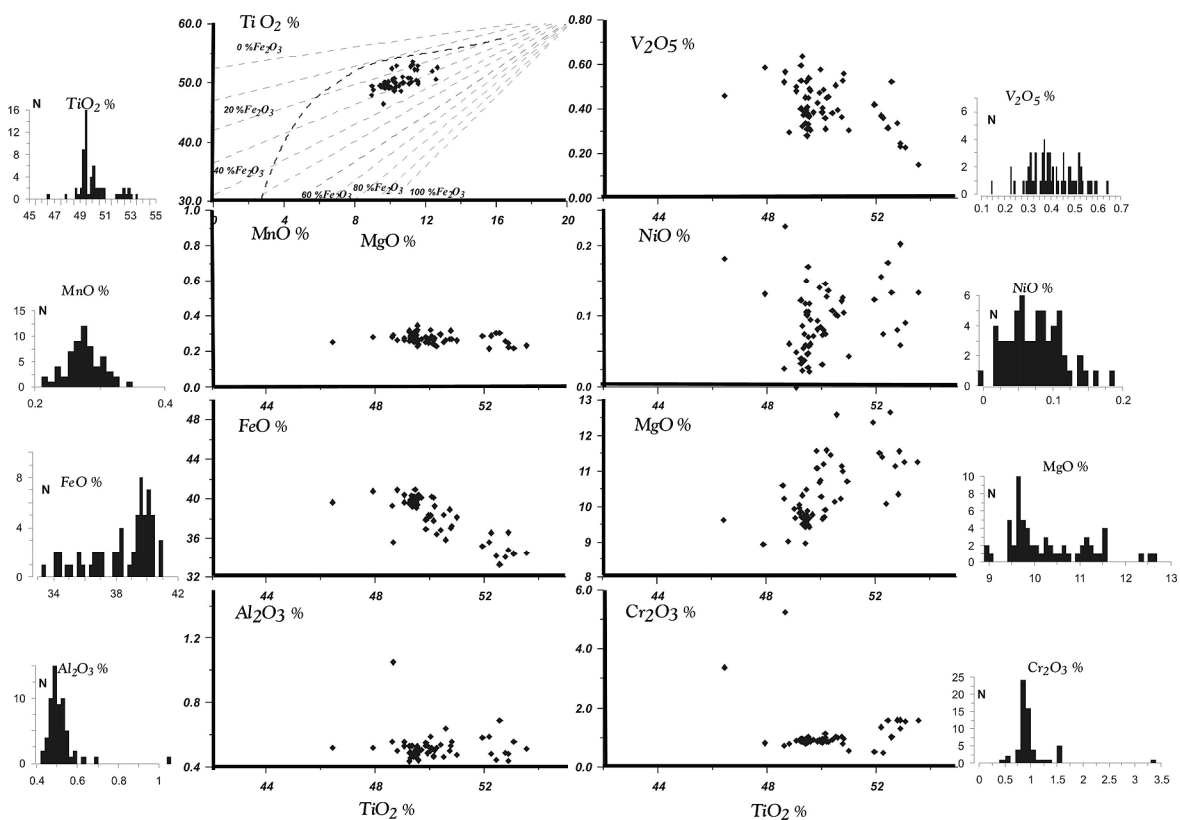


Рис. 4. Вариации состава ильменитов из кимберлитовой трубки Нюрбинская.

Термобарометрия

ТР условия для данной трубки определены впервые с применением мономинеральной гранатовой [30, 33] и клинопироксеновой термобарометрии [3, 31], согласованной с ортопироксеновой термобарометрией [40, 50]. Область локализации ТР параметров для гранатов и клинопироксенов существенно перекрываются. Определения по клинопироксену в основном отвечают трем интервалам глубинности в алмазной фации. Самые глубинные характеризуют уровень вблизи подошвы литосферы. Интервал 40-55 кбар обогащенный лерцолитовыми пироксенами. Возможно, верхняя часть его отвечает пироксенитовой линзе на уровне 38-43 кбар. Излом гранатового тренда на диаграмме Cr_2O_3 - CaO фиксирует изменения, связанные с резкой сменой химизма перидотитов. Однако в пироксенах существенного увеличения содержания TiO_2 - Na_2O - FeO , которые обычно отмечаются на этом уровне, обнаружено не было. От 65 до 55 кбар отмечена ветвь разогрева ~ 40 мВ/м², которая состоит из двух интервалов (рис. 5). Использование пироксеновой барометрии Нимиса-Тэйлора [52] дает очень близкие результаты с определениями по Jd-Di версии [3] барометра для средних давлений, а больших глубин – облако ТР значений, рассеянное в низкотемпературной области, многие из которых нереальны. Гранатовая термобарометрия, [6, 33] уравнения {1-7} обнаруживает расщепление ТР областей на отдельные геотерм. Низкотемпературная область гранатовых определений полностью перекрываются с клинопироксеновыми, но большая глубинных ассоциаций, из которых выносились гранаты значительно разогреты и, по-видимому, сформированы под влиянием теплового источника - внедрившихся магматических масс. Отмечается высокотемпературная параллельная клинопироксеновой ветвь вблизи 42 мВ/м², которая также состоит из нескольких интервалов. Использование Ni – термометрии [59] позволяет получить более низкие температуры для большего числа ассоциаций, многие из которых отвечают нереально низкому тепловому потоку.

Реконструкции строения мантийного разреза

Подход с параллельным построением вариаций основных компонентов от определенных давлений по согласованным гранатовому и клинопироксеновому барометрам [3, 6, 30, 33] (рис. 6) позволяет надежно определить слоистость. Можно предположить последовательность ассоциаций снизу вверх по группировке фигуративных точек граната с учетом вариаций клинопироксена. Использование в качестве барофильных компонентов Cr_2O_3 для Cr- шпинелидов [52] и TiO_2 для пикроильменитов позволило предположить и схемы изменения состава с глубиной и для этих элементов. Калибровка по осям совпадает с предложенной при построении подобного разреза для трубки Айхал (см настоящий сборник) и дает также правдоподобные результаты.

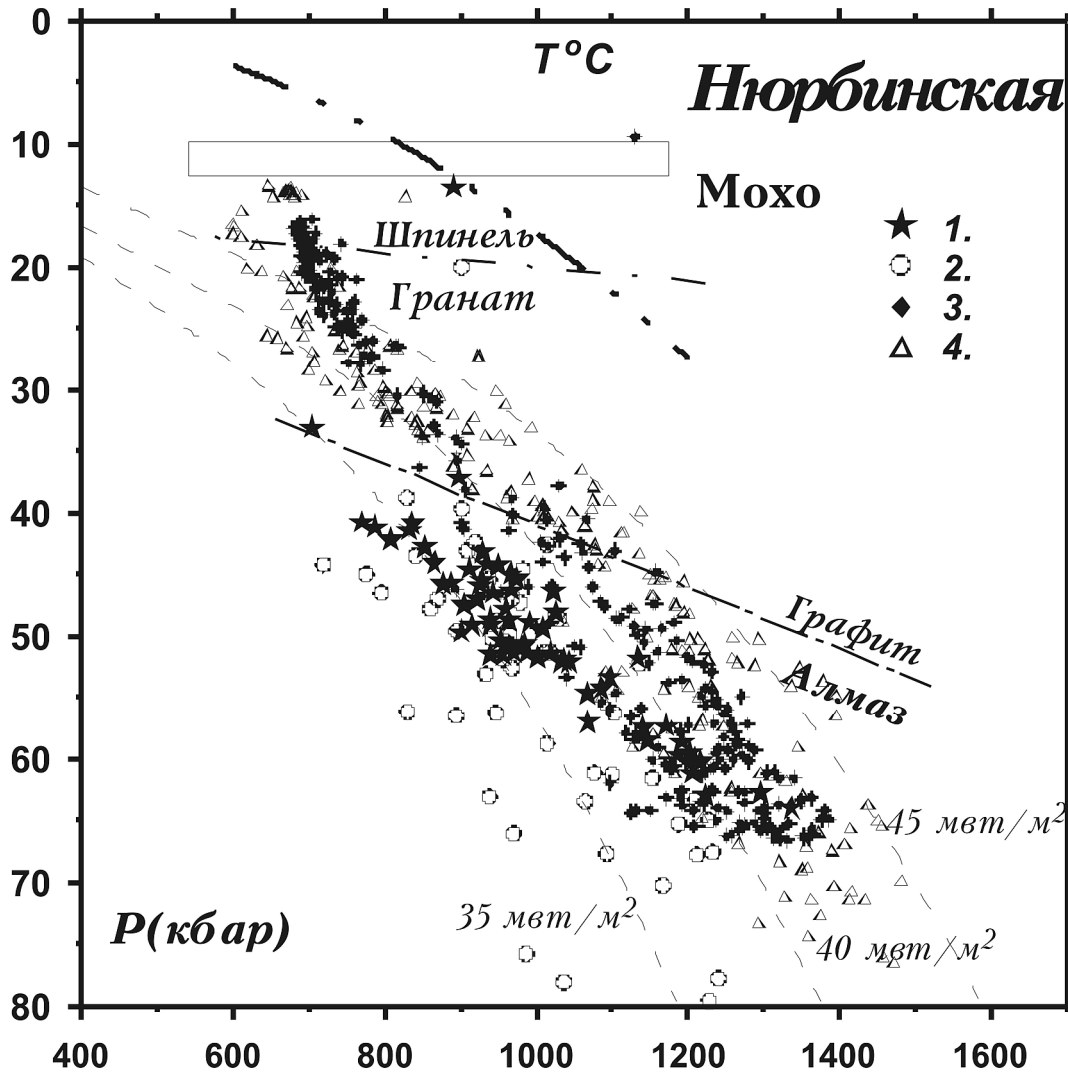


Рис. 5. **ТР диаграмма для мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Нюрбинская.**

1 - оценки по клинопироксеновому термобарометру $T^{\circ}\text{C}$ [3] и P (кбар)[3] {7}; 2 - оценки по клинопироксеновому термобарометру $T^{\circ}\text{C}$ и P (кбар) [47]; 3 - оценки по гранатовому термобарометру [6] $T^{\circ}\text{C}\{1\}$ - P 2 {6}; и 4 - тоже [6] $T^{\circ}\text{C}\{3\}$ - P 2 {5}.

Астеносферный уровень (10) - представлен клинопироксенами повышенной железистости, до 4% с низкой хромистостью, повышения Na_2O и Al_2O_3 характерного для деформированных перидотитов [37, 53] не наблюдается, скорее тренд отвечает высокотемпературному магматическому взаимодействию. Гранаты наиболее хромиты 10-13%, с повышенной железистостью. Хромиты отвечают типичным составам, которые встречаются в виде включений в алмазах [18], а ильмениты наиболее хромиты. На следующем уровне (9) 62-58 кбар отмечается для клинопироксенов расщепление на тренд с характерными тенденциями деформированных перидотитов [40] и составами обычной мантийной железистости ~2% FeO . Для гранатов характерно снижение концентраций Cr_2O_3 и CaO . В хромитах резко повышается доля TiO_2 , в ильменитах уровень

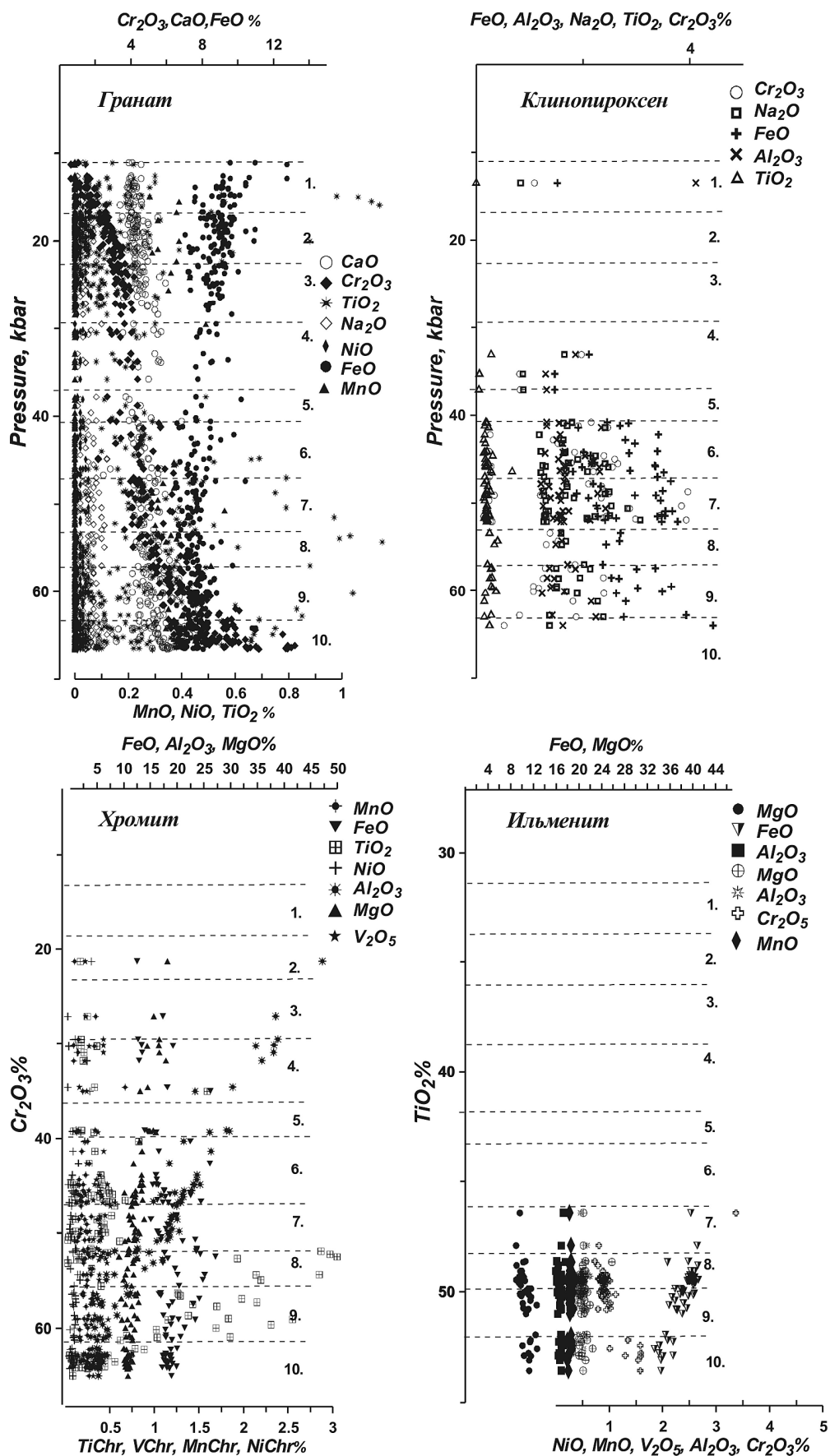


Рис. 6. Реконструкция слоистости мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Нюрбинская и изменение состава минералов с глубиной.

FeO. Следующий уровень (8) характеризуется снижением количества клинопироксеновых ассоциаций, для этого минерала, также как и граната отмечены некоторое повышение TiO_2 . На следующих уровнях (7) происходит сначала рост CaO в гранате, а затем его плавное снижение (6). Клинопироксены обнаруживают расщепление трендов на 1) железистую Sr-Na ветвь метасоматического типа и 2) и тренд нормальных по железистости составов с теми же тенденциями. В хромитах из этого интервала ульвошпинелевая компонента исчезает, ильменитовый тренд заканчивается высокохромистыми составами метасоматического типа на уровне (7). При давлениях ~40 кбар резко снижается количество клинопироксеновых ассоциаций на уровне (6) и затем отсутствие в интервале (5), характерно резкое падение содержания TiO_2 в гранате. Появление выше по мантийному разрезу в целом менее богатых Na-Al клинопироксенов (4) отвечает истощенным перидотитам гранатовой фации. У хромитов отмечается снижение хромитового минерала $FeCr_2O_4$ – начинает доминировать $MgAl_2O_4$, что типично для гранат – шпинелевых ассоциаций. Такие составы Sr-шпинелидов преобладают в следующем интервале (4). Горизонты 2-3 – это гранат – шпинелевая фация мантии, для которой характерны снижение CaO в рост FeO в пиропе. Подобные тенденции с увеличением TiO_2 в гранате отвечают пироксенитовым ассоциациям шпинелевой фации (1).

Геохимия минералов

Гранатовые зерна из перидотитовых ассоциаций трубки Нюрбинская на графиках распределения REE проявляют тенденции, характерные и для других мантийных разрезов (рис. 7). Для уровня гранатовой фации и вблизи 40 кбар характерны округлые спектры [45] с высокими концентрациями HREE до 10 C1, проявлены Ce – минимумы. Подобные распределения без Ce аномалии определены и для гранатов из работы [27]. С увеличением давления появляются минимумы HMREE и далее S-образные распределения с резким обогащением LMREE у субкальциевых гранатов. У всех гранатов типичны минимумы Sr максимумы Pb, U, Ta, Rb, причем характеристики гранатов из двух разных съемок LAM ICP MS совпали. У клинопироксенов обычны наклонные спектры с вариациями уровня LREE от 5 до 100 C1, который, как обычно, выше у более глубоких пироксенов. От La до Nd уровень редких элементов почти близок, только у одного из составов. La выше, Ce флуктуирует. На спайдердиаграммах отчетливо проявлен Zr минимум, как у клинопироксенов из тр. Айхал. Почти у всех составов заметен Th максимум, уровень остальных некогерентных элементов не обнаруживает серьезных колебаний, типичны минимумы Pb. Для магнетиальных ильменитов и обычных хромитов характерны низкие уровни REE ~0.1 C1 немного W – образные с близкими положением тяжелых и легких лантаноидов и Ce минимумами. LREE начинают резко преобладать у фракционированных разновидностей, до 200 C1 конечных частей тренда, что

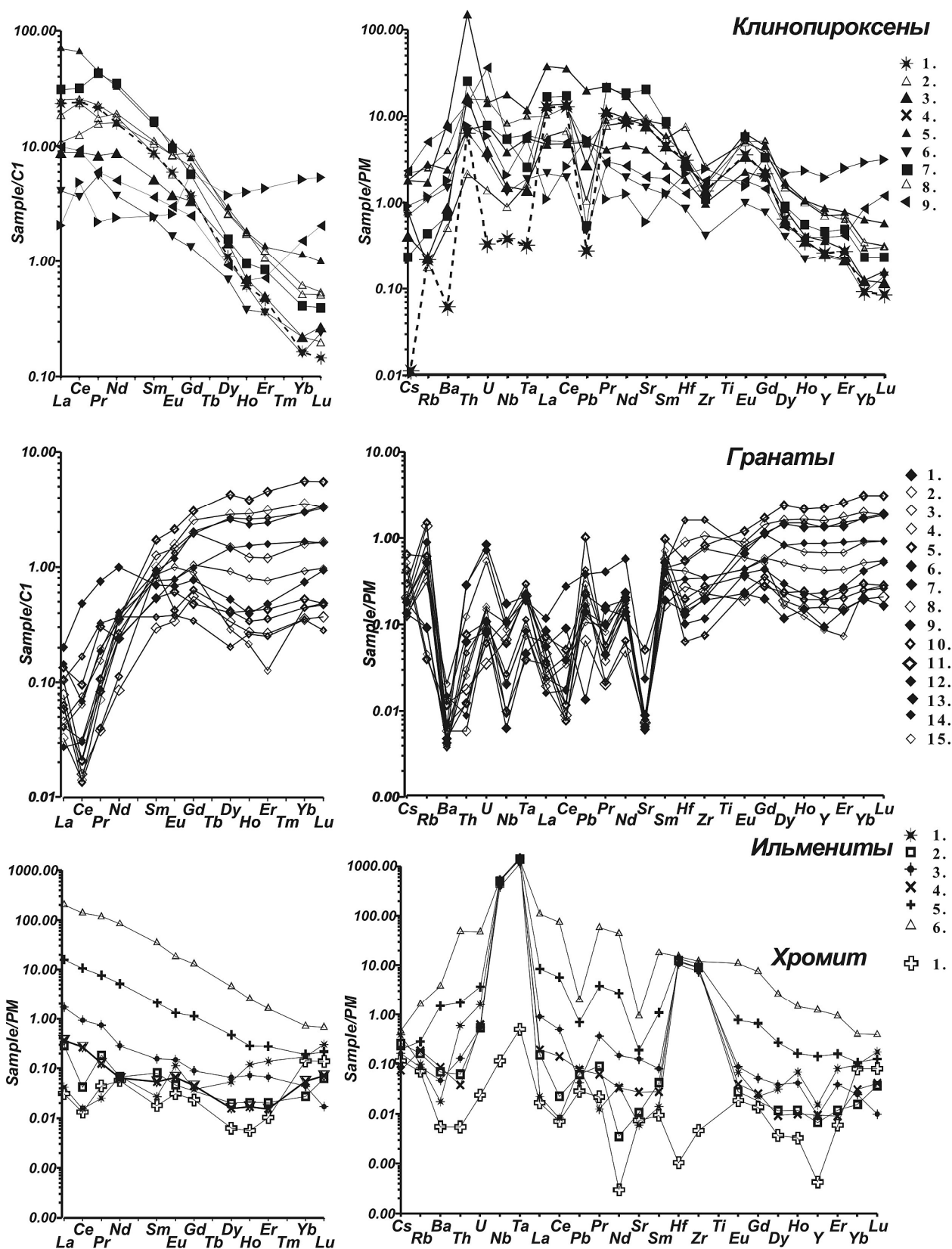


Рис. 7. Спектры REE и спайдердиаграммы TRE для минералов из концентрата кимберлитовой трубки Нюрбинская.

Разными значками показаны спектры элементов относящиеся к разным зернам минералов .

по-видимому, отвечает почти полной кристаллизации протокимберлитового расплава. У нефракционированных разновидностей заметен небольшой положительный пик Pb, а у фракционированных минимум. У одного проанализированного хромита распределения редких элементов, как у ильменитов с наименьшими содержаниями REE, но проявлен минимум NMREE, максимум Ta, Nb и небольшие минимумы Zr, Hf, Y.

Дискуссия

Аномальные характеристики Накынских кимберлитов [11, 12, 14, 28] и их глубинных включений [14, 20] по сравнению с другими кимберлитами Сибирской платформы [7, 8, 17, 28] выражены в высоких Nb/Ta отношениях [28] характерных для нижней мантии, в аномальной толщине литосферной мантии, которая предполагается по присутствию высокохромитых гранатов [12] с мэджоритовой компонентой [11], а также высокой доле глубинных минералов – хромитов и гранатов [13]. Дополнительные данные, которые приведены в данной статье лишь частично подтверждают признаки аномальной глубинности. Составы пикроильменитов действительно в среднем довольно магнезиальны, но наиболее обогащенных MgO составов ~15%, которые найдены во многих трубках: Зарница [2], Айхал, Сытыкнская, Юбилейная, Комсомольская [33] и другие среди них обнаружено не было.

По TP условиям литосферный киль под трубкой Нюрбинская имеет такую же толщину, как и под другими трубками [30]. Однако это обусловлено физико-химическими причинами: инверсией плотности ультраосновные расплавы на глубинах ~ 220 км (70 кбар) [29]. Поэтому почти все трубки обнаруживают один и тот же уровень заложения магматических очагов, через которые более глубинные расплавы и ксеногенный материал проходят сравнительно редко. Этим и обусловлена сравнительная редкость глубинных ксенокристаллов в кимберлитовой магме, среди которых пока можно отметить лишь мэджоритовые гранаты, и алмазы с включениями фаз из переходной зоны [45]. О толщине астеносферной линзы под кратоном и строении мантии судить пока очень сложно, так как кимберлиты опробуют лишь кровлю зоны магмагенерации.

Строение самого разреза кратона под Накынским полем имеет некоторые специфические черты по сравнению с другими районами Сибирского кратона. Ксенолиты перидотитов по модальному составу здесь высоко деплетированы и представлены пироповыми дунитами (визуально), хотя проанализированные гранаты и клинопироксены не обнаруживают признаков сильного истощения и, скорее всего, относятся к импрегнационному типу. Судя по гранатам, среди мантийных пород очень велика доля эклогитовых ассоциаций, которые должны заполнять пропуски на разрезе строения мантийной колонны. Большая часть из них, скорее всего, относится к глубинам менее 130 км (40 кбар) и представлены высокожелезистыми разновидностями. Судя по геохимии перидотитов самые

глубинные уровни ~ 62-55 кбар могут быть существенно эклогитовыми. что доказываются находками алмазосодержащих эклогитов [20]. Вероятно, что источниками флюидов, которые промывали самые глубинные уровни мантийной колонны были породы с характеристиками континентальной коры и возможно с участием зрелых осадков о чем свидетельствует пик Th. Это согласуется с тектоническим делением Сибирского кратона [15].

Вариации железистости и других характеристик минералов, которые скачкообразно меняются по разрезу например для клинопироксенов (рис. 6) могут быть обусловлены присутствием промежуточных уровней концентрации расплавов внутри литосферного кила, например при подплавлении железистых эклогитов (возможно с флогопитом) или других легкоплаких пород. Подобные линзы могли быть причиной миграции железистых расплавов, которые при реакции с перидотитом оставляли тренды снижения железистости с уменьшением глубинности. Наличие нескольких таких трендов например на уровне 42-53 кбар (слои 6-7) предполагает несколько пульсов миграции расплавов. Можно вполне предположить, что отдельные виды минералов даже в перидотитовых парагенезисах формировались преимущественно в разные этапы пульсаций расплавов. Ортопироксен, например, растет из водосодержащих расплавов субдукционного типа [38]. Гранаты могут также расти совместно с ортопироксеном, на что указывают пики U характерные для субдукционных процессов. Рихтериты и ассоциирующие клинопироксены метасоматического типа как в трубках Алакитского поля [33] богатые K могут быть образованы при просачивании флюидов, образовавшихся за счет разложения флогопита или железистых слюд из блоков погруженной зрелой коры. Клинопироксены Na типа из натрокарбонатитовых расплавов и т. п. Это предположение не очень согласуется с положениями о равновесности мантийных парагенезисов, однако равновесность по главным компонентам не означает равновесности по всем компонентам. Зональности в пределах зерен гранатов и других минералов в мантии часто значительны, а микрожилые ассоциации часто неравновесны по редким элементам [6, 36]. Предположение о присутствии линз, останавливающих продвижение расплавов может объяснить отсутствие ильменитов с TiO_2 менее 48%. То есть жильная система протокимберлитовых расплавов кристаллизовавшихся ильмениты остановилась на уровне 53 кбар (подошва горизонта 7). На этом же уровне на диаграмме для шпинели прекращается рост ульвошпинелевого минала, вероятно обусловленного реакцией с эволюционирующими в жильной системе протокимберлитовыми расплавами.

Можно также утверждать что при извержении кимберлиты в основном опробовали путь продвижения начальных порций внедрившихся магм, поскольку фоновых беститанистых шпинелидов мало среди хромистых разновидностей.

Кристаллизация больших порция магма на глубине, вероятно, обусловила сильный разогрев в интервале 65- 53 кбар и, возможно, рост хороших кристаллов алмазов [42].

Сравнивая разрез мантии с другими высокоалмазоносными трубками , такими как Айхал, Юбилейная, Удачная [6,30,33] можно утверждать, что ступенька с разогревом на ТР диаграмме на уровне порядка 55 кбар, скорее всего, говорит о благоприятных условиях для роста алмазов хорошего качества.

Как правило, такими характеристиками обладают разрезы очень крупных трубок, что связано с внедрением больших порций магм и в основании литосферы.

Возможны два варианта проявления аномальности кимберлитов Накынского поля. 1) Внедрение крупных нижнемантийных масс, что привело к аномальному разогреву и высоким степеням плавления 2) или, наоборот, внедрение даже небольших порций высокопроводных расплавов, что привело к высокой проницаемости магмы, обусловило полиастеносферный характер строения разрезов и образования верхнейастеносферной линзы где формировались базальтовые расплавы. Сравнительно небольшие астеносферные линзы позволяли проходить на поверхность и большему количеству материала из самых глубинных зон мантии.

Выводы

1. Разрез мантии Накынского поля имеет слоистую природу с большой долей глубинных эклогитовых ассоциаций, перидотитовый киль в среднем глубоко истощен, минералогия сравнительно неистощенного типа обусловлена импрегнационным характером интерстициальных ассоциаций, возникших под воздействием флюидов субдукционного типа, отделившихся от континентальных пластин.
2. Геохимия перидотитовых минералов Се-Th свидетельствуют о вовлечении осадков в глубокую субконтинентальную субдукцию.
3. Ксеногенный материал в основном выносился Накынскими кимберлитами преимущественно из нижней части мантийного кия кратона.
4. Аномальный характер кимберлитов с высокой долей плавления перидотитов и повышенной долей подастеносферного материала подразумевает сравнительно большие порции внедрившихся нижнемантийных магм.
5. Нижняя часть мантийного кия высокоразогрета из-за почти полной кристаллизации протокимберлитовых расплавов в основании литосферы.

Литература

1. Алымова Н.А., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П. Пикроильмениты из кимберлитов Далдынского поля Якутия // Доклады Академии Наук . 2004. Т. 395а. № 3. С. 444 -447.

2. **Амшинский А.Н., Похиленко Н.П.** Особенности составов ильменитов из кимберлитовой трубки Зарница // Геология и геофизика. 1983. № 11. С. 116-119.
3. **Ащепков И.В.** Уточненное уравнение Jd-Di барометра. Вестник РАН Отделение наук о Земле. 2003, N1. pp.45-46.
4. **Ащепков И.В., Андре Л.** Дифференциация мантийных расплавов на примере пироксенитовых ксенолитов пикробазальтов Витимского плато // Геол. и геофиз., 2002, 43, N 4, с.343-363.
5. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Николаева И.В., Палесский С.В., Логвинова А. М., Сапрыкин А.И., Хмельникова О.С., Аношин Г.Н.** О минералогии и геохимии мантийных включений и строении мантийной колонны кимберлитовой трубки Юбилейная, Алакитское поле, Якутия. // Доклады Академии Наук .2004. Т.395. № 4. С.1-7.
6. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Логвинова А.М, Афанасьев В.П., Вишнякова Е.В., Хмельникова О.С.** Применение новых версий термобарометрии гранатов для реконструкции строения мантии под кимберлитовыми районами сибирской платформы и для оценки перспектив их алмазоносности.// Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. (Алмазы-50). (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004 г. с.34-36.
7. **Василенко В.Б.; Зинчук Н.Н.; Красавчиков В.О.; Будаев Д.А.; Кузнецова Л.Г.** Критерии петрохимической идентификации кимберлитов. // Геол. и геофиз. - 2000. - Т. 41. - N 12. - С. 1748-1759.
8. **Голубева Ю.Ю., Первов В.А. Кононова В.А.** Низкотитанистые алмазоносные кимберлиты - новый петрогеохимический тип: сравнение Накыньских (Якутия) Золотицких (Архангельская область) разновидностей. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее. (Алмазы-50) (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004 г. с.75-78
9. **Зайцев А.И.; Корнилова В.П.; Фомин А.С.; Томшин М.Д.** О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) - Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2001. - 47-54
10. **Мащак М.С., Наумов М.В.** Среднепалеозойский базитовый магматизм Накынского кимберлитового поля и проблема возраста кимберлитов. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее» (АЛМАЗЫ-50) (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004 г. с.31-34.
11. **Похиленко Н.П., Агашев А.М., Вавилов М.А., Мальковец В.Г., Малыгина Е.В.** Аномальные кимберлиты дайкового комплекса Снэп Лейк, провинция Слейв, Канада, и Накынского поля, Якутия: насколько мощной может быть литосфера древних платформ? // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конф., посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований, 1-4 октября 2002 г., Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2002, 386-388.
12. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Агашев А.М., Вавилов М.А., Похиленко Л.Н., Малыгина Е.В.** Аномальные кимберлиты района Снэп Лейк, Канада и Накынского поля, Якутия: свидетельства необычного характера мантийных источников и строения литосферы // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии, 2-4 октября 2001 г.: Тез. докл., Черноголовка, 2001, 275
13. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г.** Ксенолит алмазоносного ильменитпиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия) // Докл. АН СССР, 1976, 231, с.438-442.
14. **Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д., Митюхин С.И., Яныгин Ю.Т.** Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лэйк

- (провинция Слэйв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // Докл. РАН, 2000, 372, N 3, 356-360
15. **Розен О.М.; Серенко В.П.; Специус З.В.; Манаков А.В.; Зинчук Н.Н.** Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геол. и геофиз. - 2002. - Т. 43. - N 1. - С. 3-26
 16. **Ротман А.Я.** Кимберлит-базитовые соотношения в алмазоносных провинциях - Сыктывкар: Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. - Т. 1 –с. 179-182.
 17. **Саврасов Д.И.** Ксенолиты глубинных пород в кимберлитах Якутии. - Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. – 377.
 18. **Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С.** Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геол. и геофиз., 1984, N 12, с.63-80
 19. **Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Зюзин Н.И.** Хромсодержащие гранаты из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Якутии // Геол. и геофиз., 1973, N 2, с.66-73.
 20. **Специус З.В.; Митюхин С.И.; Иванов А.С.** Первая находка ксенолита с алмазом в кимберлите трубки Ботуобинская (Накынское поле, Якутия) // Докл. РАН - 2003. - Т. 390. - N 5. - С. 681-684: 1 ил., табл. 2 ил. - ISSN 0869-5652
 21. **Специус З.В.; Серенко В.П.** Глубинные ксенолиты из кимберлитов Накынского поля - Мирный: Мирнин. гор. типогр., 2003. - 191-195,
 22. **Тарских О.В.** Особенности химического состава индикаторных минералов в кимберлитах трубки Ботуобинская (Накынское кимберлитовое поле, Западная Якутия) - Томск: Изд-во НТЛ, 2002. - 81-82
 23. **Толстов А.В.; Сыромолотова Н.А.; Боланев В.С.** Перспективы Средне-Мархинского алмазоносного района в связи с новыми данными по морфологии кимберлитовой тр. Ботуобинская - Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2003. - Т. 3 - 210-213
 24. **Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др.** Геол. и геофиз., 1998, 39 N12, с.1693-1703.
 25. **Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Месторождения алмазов Мира. Москва: Недра. 1998. 545 с.
 26. **Чернышов Р.А.; Чашухин А.В.** Эксплозивные брекчии базитов Накынского кимберлитового поля (Якутия) - Иркутск: Изд-во Ин-та зем. коры СО РАН, 2003. - 187-198
 27. **Шевченко С.С., Сергеев, С.А. Антонов А.В. и др.** Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее» (АЛМАЗЫ-50). С.Петербург. ВСЕГЕИ. 2004.- с.2-5.
 28. **Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Takazawa E., Watanabe T., McDonald, J.A., Sobolev N.V., Vavilov M.A., Fomin A.S.** Do superchondritic Nb/Ta ratios in kimberlites tell the lower mantle plume's signature? Electronic geology. 2002/ Special Issue. Superplume Workshop Tokyo. pp. 1-5.
 29. **Agee C. B.** Crystal-liquid density inversions in terrestrial and lunar magmas. //Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1998. V.107 63–74.
 30. **Ashchepkov I, Vladykin N., Pokhilenko N., Sobolev N., Malygina E., Kuligin S., Ovchinnikov Yu, Afanasiev V., Mkrtychan G., Rotman A., Kostrovitsky S. Tolstov A., Khmel'nikova O., Pokhilenko L, Logvinova A.** Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton. //Extended Abstracts of the 8 International Kimberlite Conference. 2003.

31. **Ashchepkov I.V.** Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites. Seattle Annual Meeting (November 2-5, 2003). Abstract ID: 65507.
32. **Ashchepkov I.V.** Jd-Di barometer for mantle peridotites and eclogites // Experiment in Geosciences. V. 10. № 1. С. 137-138.
33. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Rotman A.Y., Logvinova A.M., Nikolaeva .A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Kuchkin A., Khmel'nikova O.S.** Reconstructions of the mantle layering beneath the Alakite kimberlite field: comparative characteristics of the mineral geochemistry and TP sequences. 2004 Plume and problems of deep sources of alkaline magmatism. Proceedings of International workshop. Ulan-Ude. Irkutsk State University. Pp.65-78.
34. **Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S.** Composition a thermal structure of the mantle in peripheral parts of the ancient shields within Siberian craton. // Revista Brasileira de Geociencias .2001, 31(4), pp.527-636.
35. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.** New garnet thermobarometry for mantle peridotites and garnet mantle geotherms.// Abstracts of the 32nd MGC Florence. Italy.
36. **Ashchepkov I.V., Salters V.J.R., Andre L.** Relationships between garnet and clinopyroxene in Vitin mantle xenoliths: evidence of the polystage growth and melt percolation? // Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town, April 1998: Extended Abstracts, Cape Town, 1998, 35-36
37. **Boyd F.R., Pearson D.G., Nixon P.H., Mertzman S.A.** Low-calcium garnet harzburgites from South Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 352 –366.
38. **Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. //Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 128. № 2-3. P. 228-246.
39. **Boyd FR, Pearson DG, Nixon PH, Mertzman SA** (1993) Low-calcium garnet harzburgites from South Africa: their relations to craton structure and diamond crystallization. // Contrib. Mineral. Petrol. 1993, v.113. p.352 –366.
40. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353 –1378.
41. **Dawson J.B., Stephens W.E.** Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // J. Geol. 1975. V. 83. P. 589-607.
42. **Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A.** Oxygen Fugacity of Kimberlite Magmas and their Relationship to the Characteristics of Diamond Populations, Lac de Gras, N.W.T., Canada. //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003. FLA_0098.
43. **Griffin W.L., Moore R.O., Ryan C.G., Gurney J.J., Win T.T.** Geochemistry of magnesian ilmenite megacrysts from Southern African kimberlites // Russian Geol. Geophys. 1997. V. 38(2). P. 398-419.
44. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
45. **Griffin, W. L., Fisher N. I., Friedman J. H., O'Reilly S. Y., and Ryan C. G.** Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. 2. Compositional populations and their distribution in time and space // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3(12). P. 35.
46. **Kaminsky F. V.; Zakharchenko O. D.; Griffin W.L.; Channer D.M.R.; Khachatryan-Blinova G.K.** Diamond from the Guaniamo area, Venezuela // Can. Mineral. - 2000. - Vol. 38. - N 6. - P. 1347-1370
47. **Kennedy C.S., Kennedy G.C.** The equilibrium boundary between graphite and diamond, J. Geophys. Res. 81 (1976) 2467–2470.

48. **Kostrovitsky S.I., Alymova N.V., Ivanov A.S., Serov V.P.** Structure of the Daldyn Field (Yakutian Province) Based on the Study of Picroilmenite Composition //Extended Abstracts of the 8International Kimberlite Conference. 2003.FLA_0207.
49. **Kuligin S., Malkovets V., Pokhilenko N., Vavilov M., Griffin W., O'Reilly S.** Mineralogical and geochemical characteristic of a unique mantle xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe. // 8 th International Kimberlite Conference Extended Abstracts.
50. **McGregor I.D.** The system MgO- SiO₂- Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // Am. Miner. 1974. V. 59. P. 110-117.
51. **Moor R.O., Griffin W.L., Gurney et al.** Trace element geochemistry of ilmenites megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // Lithos. 1992. V. 29. P.1-18.
52. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. № 5. P. 541-554.
53. **Nixon, P.H.** Ed.1973 Lesotho Kimberlites./Cape and Transvaal, Cape Town, 470 Nickel KG, Green DH. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. //Earth Planet .Sci. Lett . 1985. V.73: pp.158-170.
54. **Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P. D., And Noble S. R.**Hf Isotope Systematics of Kimberlites and their Megacrysts: New Constraints on their Source Regions. // J. Petrology . 2004 v.45, pp.1583-1612.
55. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudium Diomany, Morgan P.** Are lithospheres forever? // GSA Today. 2001. V. 11. P. 4-9.
56. **O'Neil H.S.C.** The transitions between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer // Contrib.Mineral.and Petrol., 1981, 77, 2, 185-194
57. **Pearson D.G.** The age of continental roots. // Lithos - 1999. - Vol. 48. - P. 171-194.
58. **Pokhilenko N. P., Sobolev N.V., Kuligin S. S., Shimizu N.** Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of the VII International Kimberlite Conference. 2000.The P.H. Nixon volume. P. 690-707.
59. **Ryan C. G.; Griffin W. L.; Pearson N. J.** Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyroxene garnet xenocrysts in volcanic rocks. // J. Geophys. Res. B. 1996. V. 101. № 3. P. 5611-5625.