

УДК 550.8; 551.242.5; 552.086

НОВЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПОДХОД К МИНЕРАГЕНИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЯКУТСКОГО ПОГРЕБЕННОГО ПОДНЯТИЯ

© 2011 г. В. М. Мишнин*, А. П. Андреев*, К. А. Бекренев*, З. А. Алтухова**

*Центральная поисково-съёмочная экспедиция “Якутскгеология”
677009, г. Якутск, ул. Кальвица, 24
E-mail: geopoisk@sakha.ru

**Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
677980, г. Якутск, пр. Ленина, 39
E-mail: altukhova2003@mail.ru
Поступила в редакцию 24.02.2010 г.

В статье изложены принципы обработки геолого-геофизических данных с целью анализа внутреннего строения крупного архейского кратона (Якутский, 120 тыс. км²) и оценки ресурса потенциально рудоносных магматических образований локализованных в его кристаллическом основании и в домезозойском платформенном чехле. Особое внимание уделено размещению доюрских магматитов в слоистых образованиях вендско-кембрийского структурного яруса (Анабаро-Алданская карбонатная плита). Охарактеризованы структурная позиция магматитов и их вещественный состав по аномальным геофизическим признакам (базиты, карбонатиты) и результатам колонкового бурения (новое кимберлитовое тело). Целевое применение разработанного авторами комплекса геолого-геофизических методов привело к открытию 23 октября 2007 г. первой на территории Якутского поднятия кимберлитовой трубки (диатрема Манчары погребена на глубине 100 м под терригенными образованиями мезозоя) в контуре предварительно спрогнозированного рудного поля (Хомпу-Майское).

Ключевые слова: *Якутская алмазоносная провинция, Южная субпровинция, Якутский кратон, минерагенический прогноз, вакантная рудоносная ячейка, оптимизированный комплекс ППР, кимберлиты, тектоно-магматический цикл.*

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА РАЗМЕЩЕНИЯ МАГМАТИТОВ

По результатам выполненного в Центральной поисково-съёмочной экспедиции Государственного унитарного горно-геологического предприятия Республики Саха (Якутия) “Якутскгеология” комплекса прогнозно-поисковых работ (2003–2009 гг.), Якутское поднятие (450–500 × 350–450 км) представляет собой обособленный дизъюнктивными ограничениями краевой фрагмент северного склона Алданской антеклизы, перекрытый мезозойскими отложениями. Последние в наиболее представительном и полном варианте развиты в контурах глубоких региональных депрессий (Виллюйская синеклиза, Предверхоанский прогиб, Алдано-Майское перикратонное опускание) и в редуцированном виде распространяются отсюда на примыкающий склон Алданской антеклизы. В геологической литературе господствующее положение занимает представление о тектонически вялом режиме, сформировавшем Якутский свод и о полной амагматичности его платформенного чехла. Переинтерпретация материалов ранее выполненных гравиметрической и аэромагнитной съёмок масштаба

1 : 200 000, а главное, – новые данные по аэромагнитной съёмке масштаба 1 : 25 000 (4 тыс. км²) анализ керна колонкового бурения (Мендский объект, всего 5 скв.) – позволили существенно изменить это представление. Проведенные исследования показали, что тектонический рельеф кровли консолидированной коры сильно дифференцирован по латерали, а под терригенным покровом, в карбонатном цоколе древней платформы, размещен полный антидромный ряд пород среднепалеозойского тектоно-магматического цикла.

Кристаллический фундамент

По материалам немногочисленных глубоких скважин, вскрывших дорифейское основание, в его строении доминируют серые биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы батомгского типа (AR₁ – амфиболовая фация) с включениями локальных фрагментов зеленокаменных поясов субганского типа (AR₂-PR₁ – биотитовая фация). В совокупности эти породы образуют субстрат архейских кратонов (см. ниже). Межкратонные пояса (дизъюнктивная рама кратонов) сформированы метатерригенными и метавулканогенными линейно-дислоцированными

сериями удоканского (PR_1) и улканского (PR_1^2) типов. Эти же слабо метаморфизованные образования, но залегающие уже субгоризонтально, участвуют в заполнении эпикратонных мульд, представляющих по своей тектонической сущности реликты проточехла кратонов.

Платформенный чехол

Вендско-кембрийский структурный ярус.

По принятой схеме тектонического районирования площадь исследований принадлежит к Переходной структурно-формационной зоне, отделяющей Ангаро-Ленскую солеродную область от Куонамско-Иниканской области горючих сланцев. В геологическом разрезе эта зона выражена сквозной (Анабарский массив–Алданский щит) Западно-Якутской системой барьерных рифов северо-западного простирания. Внутри системы обособлены четыре рифовые гряды, из которых краевая восточная (Танхамильская) пересекает Якутское погребенное поднятие по его продольной оси. Сводный геологический разрез, примыкающий к этой линии с востока, состоит из трех трансгрессивных ритмоциклитов образующих в совокупности терригенно-карбонатную серию общей мощностью 528–844 м. Нижний циклит ($V-C_1$ ц) представлен усть-юдомской свитой (нижняя – песчаники, переходная – карбонатно-битумная пачка, верхняя – песчаники, алевролиты; 18–60 м). Средний циклит (C_1) объединяет пестроцветную (красные, зеленые, зеленовато-серые песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели; 124 м) и иниканскую (черные сапропелевые аргиллиты и алевролиты, горючие сланцы; 10–60 м). Верхний циклит (C_2) включает усть-ботомскую (тонкое переслаивание красноцветных и сероцветных песчаников, алевролитов, мергелей; 450–500 м) и танхайскую (известняки, доломиты с включением биогермных рифовых построек мощностью до 100 м) свиты. Два нижних циклита характерны для западного склона Якутского погребенного поднятия, а верхний типичен для его восточного крыла. По этой причине мощности циклитов плавно сокращаются во встречном направлении, в сторону осевой линии погребенного поднятия.

Мезозойский структурный ярус. На вершине Якутского погребенного поднятия широкое ареальное распространение имеют отложения нижней юры представленные укугутской свитой. Последняя состоит из нижнего (нижнеукугутская подсвита – конгломераты, ожелезненные песчаники, пески с включениями листоватых прослоев углистого детрита; 45 м) и верхнего (верхнеукугутская подсвита – конгломераты, галечники, гравийники в переслаивании с супесями; 80 м) трансгрессивных ритмоциклитов. Гипсометрически выше на водораздельных пространствах залегают песчаная толща сред-

ней юры. Видимая мощность до 20–40 м.

На этом региональном фоне в виде локальных ложбин, впадин и грабен в подкугутском разрезе сохранились реликты раннемезозойской (T_3 , рэтский ярус), верхнепалеозойской (Р) и среднепалеозойской (C_2) терригенных толщ. Верхняя из них вскрыта буровыми скважинами непосредственно над раструбом кимберлитовой трубки Манчары (см. ниже). По ряду текстурно-литологических признаков (чередование конгломератов, супесей, песков с примазками черного растительного детрита; мощность 28.5 м) она сопоставима с иреляхской свитой Ботуобинского кимберлитового поля. Более того, в ней также присутствуют индикаторные минералы кимберлита (пиропы, ильмениты, хромшпинелиды). Представители второй и третьей толщ присутствуют в разрезе погребенного Бологур-Юряхского грабена (среднее течение р. Амга). Несмотря на локальные размеры и дискретный характер размещения, терригенные реликты подкугутского разреза представляют значительный поисковый интерес в качестве потенциальных промежуточных коллекторов минералов-спутников продуктивных кимберлитов и рудоносных карбонатитов.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МАГМАТИТОВ

По кровле консолидированной коры позиция магматитов полного антидромного ряда контролируется тремя глобальными трендами ранговой тектонической делимости (Атлантический, Гипербореийский, Циркум-Конфокальный) [13].

Атлантический тренд. В трехкомпонентной (Атлантический сегмент – геораздел Атлантика-Пацифик – Тихоокеанский сегмент) модели внутреннего устройства нашей планеты рассматриваемому тренду соответствует одноименный тектонический сегмент. Для этой неоднородности характерна кора континентального типа, тогда как для ее зеркального аналога (Тихоокеанский сегмент) свойственна кора океанического типа. На востоке Сибирской платформы тренд отражает прямое действие “правила Клифорда” – отделяет раннепротерозойскими поясами Якутский кратон (одноименное погребенное поднятие) от соседствующих с ним кратонов (Тюнгский, Западно- и Восточно-Алданский). В соответствии с правилом, рассматриваемый кратон фигурирует как потенциальный алмазоносный таксон, тогда как обрамляющие его пояса представляют собой территории, лишённые коренной алмазоносности. В наблюдаемом поле силы тяжести все архейские кратоны востока Сибирской платформы (Анабарский, Оленекский, Айхальский, Тюнгский, Ботуобинский, Якутский, Западно-Алданский, Восточно-Алданский; [14]) выражены изометричными относительными максимумами, а сопряженные с ними межкратонные пояса – узкими региональными минимумами.

В соответствии с рисунком изоаномал кратоны сгруппированы в четыре продольных (субширотного направления) и три поперечных (меридионального направления) ряда. Пересечением рядов образована правильная ортогональная решетка с усредненным поперечником структурной ячейки 300×500 км. Она подчинена географической системе координат и, по всей вероятности, сформирована ротационным режимом планеты Земля. Именно поэтому ее продольные ряды ориентированы строго по географическим параллелям с запада на восток, а поперечные – по меридианам в сторону экватора (с севера на юг). Якутский кратон занимает в ней субпрямоугольную структурную ячейку $\varphi_3 + \lambda_{III}$, где φ и λ – международные индексы географической широты и долготы (рис. 1). В соответствии с географической системой координат, дизъюнктивное действие ортогональной решетки распространялось также и на внутреннее пространство архейских кратонов. Поэтому каждый из кратонов вначале раскалывался пополам в поперечном направлении (по линии меридиана-делителя) на равновеликие западную и восточную кристаллические глыбы. Затем каждая из глыб претерпела деление на продольные (по линии географической широты) и поперечные (по линии географической долготы) ряды тектонических блоков. На Якутском погребенном поднятии ортогональный рисунок блоковой делимости использован магмообразующим процессом среднепалеозойского и более древних циклов для внедрения различных по размерам кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. В совокупности они образуют компактную группу (анклав) “Заречный квадрат” (из четырех продольных и трех поперечных рядов), структурно адаптированный к внутреннему каркасу ЯАП (см. ниже).

Гиперборейский тренд. В трехкомпонентной модели тренд охватывает территорию геораздела Атлантика–Пацифик. Последний имеет устойчивое простираение северо-запад–юго-восток и на всем своем протяжении (44 тыс. км) отделяет Атлантический сегмент от Тихоокеанского (рис. 2). В глубинном геологическом разрезе тренд соединяет по кольцевой орбите в один диагональный ряд материковые платформы – Гиперборейскую (погребена под акваторией Северного Ледовитого океана), Сибирскую (экспонирована в современном денудационном срезе) и Антарктическую (перекрыта континентальным ледником). На территории Азиатского материка тренд пересекает Сибирскую платформу по “трассе” Норильск–Мыс Феклистова на протяжении около 2000 км (продольная компонента) и имеет переменную ширину (от 250–300 до 600 км – поперечная компонента).

Продольная компонента тренда (осевая линия геораздела Атлантика–Пацифик, директриса D_0), по принятой трехслойной модели, – это межсегментный двояковогнутый диск планеты Земля [15], а в масштабах Сибирской платформы – ее сквозлитос-

ферный “киль”. Докембрийской тектоникой во внутреннее пространство “киля” встроены архейские кратоны (с северо-запада на юго-восток – Анабарский, Тунгский, Якутский, Восточно-Алданский). По данным ГСЗ, они обладают наиболее мощной для Сибирской платформы сиалически зрелой консолидированной корой и, по этому ведущему признаку, в максимальной степени отвечают требованиям “правила Клифорда”. По кровле кристаллического фундамента, геораздел в приближенном виде представляет собой магистральный раздвиг, который использовали для своей локализации гигантские расслоенные базит-гипербазитовые лополиты (поперечник до 250 км, мощность стратифицированной серии 10–12 км и более) типа Садбери (7), Бушвельда (1), Великой Дайка Родезии (1) (рис. 2) – по расчетным геофизическим данным [17]. Ещё в раннем докембрии внедрение этих гигантов привело к истощению мантии геораздела легкими базальтоидными компонентами и, наоборот, обогатило ее остаточным ультраосновным реститом. В среднем палеозое, в эпоху массового внедрения щелочно-ультраосновных магм, такая предварительная подготовка мантийного субстрата способствовала широкому формированию продуктивных кимберлитов в створе геораздела и на его боковых ребрах (см. ниже). Выполненная аэромагнитная съемка м-ба 1 : 25 000 (4 тыс. км², Мендский объект) показала, что наряду с расслоенными абиссолитами-гигантами в полосе директрисы D_0 также размещены особые линейные аномалии – “магнитные струны” (всего 10). Каждая из таких струн представляет собой вертикальный интенсивно намагниченный пласт мощностью первые сотни метров, бесконечной протяженности, уходящей своими “корнями” в верхнюю мантию. По этим морфологическим признакам “струны” отождествлены с крупными параллельными дайками раннедокембрийских базитов, локализованными в кристаллическом фундаменте и выведенными древним эрозионным срезом на его палеоповерхность.

По данным аэромагнитной съемки, в осадочном чехле также размещены продольные свиты так называемых параллельных даек дотрубочных базитов среднепалеозойского возраста. Но в сравнении с носителями “магнитных струн” они обладают меньшей мощностью и имеют более тонкую внутреннюю структуру. Свиты расчленены на отдельные маломощные (первые десятки метров) дайки долеритов протяженностью первые десятки километров (Тамминская зона и ее аналоги).

По кровле “карбонатного кембрия” створ геораздела на Якутском поднятии маркирован биогермными грядами Западно-Якутской рифовой системы. Примечательно, что в крупных обособленных биогермных постройках этой системы размещены наиболее промышленно ценные алмазоносные кимберлитовые тела (трубка Айхал – Айхаль-



Рис. 1. Атлантический тренд, схема адаптации магматитов к ортогональной решетке.

1 – контур восточной части Сибирской платформы, 2 – контуры архейских кратонов (Ан – Анабарский, Ол – Оленокский, Ах – Айхальский, Тн – Тюнгский, Бт – Ботуобинский, ЗА – Западно-Алданский, Як – Якутский, ВА – Восточно-Алданский), 3 – контуры межкратонных поясов, 4 – продольные ряды кратонов (φ), 5 – поперечные ряды кратонов (λ), 6 – щелочно-ультраосновные кольцевые комплексы (ЩУК), 7 – анклав “Заречный квадрат”, 8 – линии корреляции ЩУК в анклаве.

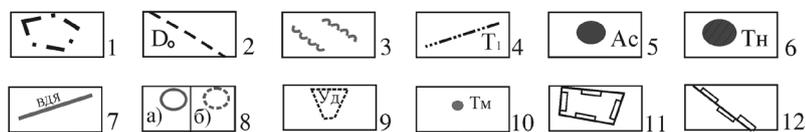
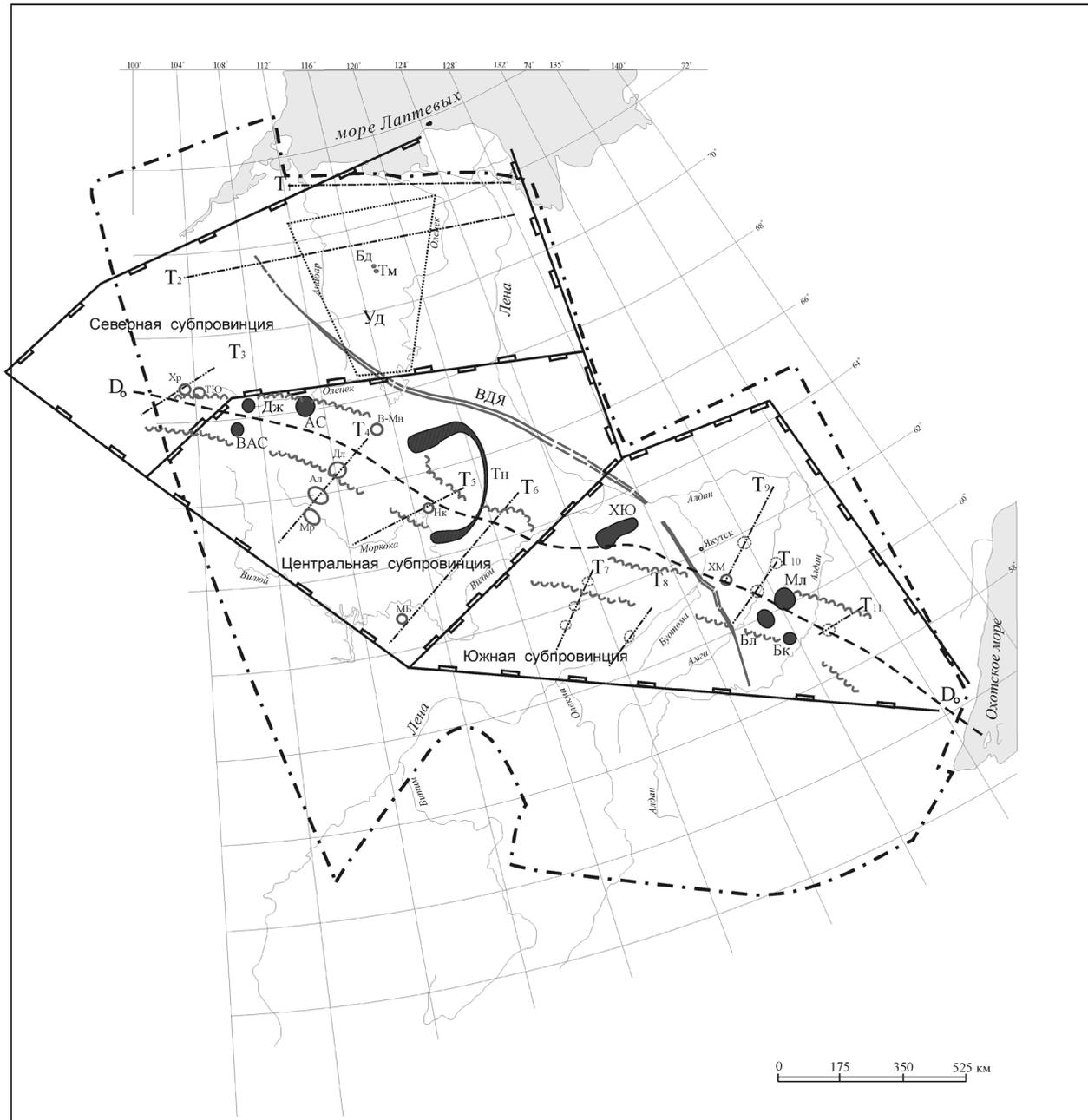


Рис. 2. Гиперборейский тренд, схема адаптации магматитов к диагональной решетке.

1 – контур восточной части Сибирской платформы, продольная компонента; 2 – осевая линия (директриса D_0) геораздела Атлантика-Пацифик; 3 – биогермные постройки системы Западно-Якутского кембрийского барьерного рифа, поперечная компонента; 4 – инъективные валы (траверсы T_1 - T_{11}); 5–7 – магматиты, раннедокембрийские расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты: 5 – типа Садбери (ВАС – Верхне-Арга-Салинский, Дж – Джарский, АС – Арга-Салинский, ХЮ – Хатын-Юряхский, Мл – Мильский, Бл – Биелеминский, Бк – Белькачинский), 6 – типа Бушвельд (Тн – Тюнгский), 7 – типа Великой Дайки Родезии (ВДЯ – Великая Дайка Якутии); 8 – кимберлитовые поля: а) реальные (Хр – Хара-Майское, ТЮ – Тогуй-Юряхское, В-Мн – Верхне-Мунское, Дл – Далдынское, Ал – Алакитское, Мр – Моркокинское, Нк – Накынское, МБ – Мало-Ботуобинское, ХМ – Хомпу-Майское), б) прогнозируемые; 9 – анклав “Уджинский входящий угол”; 10 – ЩУК Томтор (Тм), Богдо (Бд); 11 – контур Якутской алмазоносной провинции (ЯАП); 12 – граница деления на субпровинции: T_1 - T_3 – Северная, T_4 - T_6 – Центральная, T_7 - T_{11} – Южная.

ский риф, трубка Удачная – Удачный риф, трубка Ботубобинская – Чокульский риф). Эта тенденция распространяется и на новое кимберлитовое поле, оконтуренное на территории Якутского поднятия. Оно также тяготеет к биогермным сооружениям (Танха-Мильская рифовая гряда).

Поперечная компонента. Сквозьлитосферный “киль” пересекающий Сибирскую платформу на всем своем протяжении обладает боковыми ребрами региональной размерности. По кровле кристаллического фундамента и по нижним сейсмическим отражающим горизонтам осадочного чехла они выражены инъективными валами (траверсы T_1 – T_{11} – рис. 2). Протяженность последних составляет от 250–300 до 600 км, ширина изменяется от 40 до 45 км, амплитуда до – первых сотен метров. С интервалом 150–200 км валы равномерно пересекают створ директрисы в направлении юго-запад-северо-восток, образуя правильную диагональную решетку. Наиболее контрастные и достаточно полно изученные глубинными геофизическими методами инъективные валы в качестве своеобразных структурно-минерагенических зон контролируют размещение Алакитского, Далдынского, Верхне-Мунского (Умотка-Далдынский), Накынского (Онхойдохский), Мало-Ботубобинского (Срединно-Ыгыаттинский) кимберлитовых полей. В узлах пересечения этих валов со створом директрисы D_0 размещены Верхне-Мунское и Накынное поля. В 2003 году была проведена аналитическая пролонгация этого системного признака в юго-восточном направлении – от Накынского кимберлитового поля в сторону Якутского погребенного поднятия. На пересечении директрисы D_0 с Таттинским инъективным валом (траверса T_9) была оконтурена вакантная рудоносная ячейка ($D_0 + T_9$) в качестве потенциального рудного поля (Хомпу-Майское). Результаты этого прогноза были доложены в коллективном докладе (В.М. Мишин, В.С. Гриненко, А.Н. Колтин) 23 марта 2006 г. на совещании по направлению работ на алмазы в ОАО “Алмазы Анабара” (г. Якутск).

Данная ячейка так же, как и уже известные кимберлитовые поля (всего 7), входит в качестве равноправного минерагенического таксона в состав диагональной решетки. Последняя представляет собой полную фигуру аппроксимации размещения кимберлитовых полей в составе Якутской алмазоносной провинции [12]. На севере Сибирской платформы, за пределами диагональной решетки, находится наиболее крупный анклав щелочно-ультраосновных магматитов (Уджинский входящий угол). Он полностью контролирует размещение не только всех слабоалмазоносных и неалмазоносных кимберлитовых полей Куонамской и Оленекской ветвей (стороны входящего угла), но и своей биссектрисой (линеament 114° восточной долготы) определяет

размещение ниобиевого гиганта (кольцевой карбонатитовый массив Томтор с ультраосновным ядром) и его погребенных аналогов. При традиционном подходе к районированию ЯАП (Якутская алмазоносная провинция) анклав “Уджинский входящий угол” введен в её состав. Однако, последний так же, как и другие анклавы (“Заречный квадрат”, “Кальдера Сотто” – см. ниже), обладает собственными свойствами внутренней симметрии, резко отличающимися от симметрии диагональной решетки. Исключив анклавы ЩУК из состава ЯАП, можно получить диагональную решетку в чистом виде. При таком способе районирования внутренний каркас ЯАП траверсами поперечной компоненты уверенно делится на три обособленные субпровинции (Северная – T_1 – T_3 , Центральная – T_4 – T_6 , Южная – T_7 – T_{11}), резко различающимися по масштабу коренной и россыпной алмазоносности.

В осадочном чехле ЯАП к межвальному пространству решетки приурочены свиты параллельных даек дотрубочных базитов (Дьянгхская, Мундуроччинская, Мындалахская – местные аналоги Чаро-Синского комплекса северного склона Алданского щита). Они надежно маркируют зоны регионального растяжения и опускания. На этом фоне инъективные валы, контролирующие размещение кимберлитов, выделяются в качестве линейных зон преобладающего бокового сжатия и относительного воздымания. В контуре инъективных валов наблюдаются участки пересечения продольных и поперечных даек дотрубочных базитов. Их можно рассматривать в качестве фрагментов “базитовой рамы”, особо благоприятных для локализации малых и крупных групп кимберлитовых тел. Этому критерию, по материалам детальных аэромагнитных съемок, хорошо соответствуют условия размещения кимберлитовых тел Мало-Ботубобинского, Далдынского, Алакитского, Накынского и Хомпу-Майского кимберлитовых полей. По ряду топологических признаков (азимутальное соотношение продольных и поперечных элементов, морфология структурных элементов, характер дизъюнктивных ограничений) рассматриваемая диагональная решетка вполне сопоставима со структурой дна Мирового океана. При таком сравнении ее ведущий продольный элемент (директриса D_0 – сквозьлитосферный “киль”) фигурирует в качестве континентального аналога Срединно-Океанического Хребта (СОХ), а поперечные элементы (ребра, траверсы) выступают в качестве аналогов трансформных разломов. Принципиальное различие заключается в том, что дно океана характеризуется минимальными мощностями земной коры, тогда как “киль” диагональной решетки обладает наибольшими величинами мощности земной коры и максимальным уровнем ее кратонизации.

В генерализованном виде решетка (рис. 2) представляет собой структурно-тектоническую систему координат, у которой есть собственный “тектонический экватор” (осевая линия геораздела Атлантика-Пацифик) и собственные “тектонические меридианы” (траверсы и их дистальное аналитическое продолжение). По отношению к географической системе координат данная система развернута на 40–45° против часовой стрелки. Причиной ее зарождения и азимутального отклонения является взаимодействие волновой галактической гравитации с полем силы тяжести Земли. В масштабах Солнечной системы по Г.Г. Кочемасову [10] подобный механизм взаимодействия поляризует каждое ее планетное тело на собственные аналоги Атлантического (преобладает кора континентального типа) и Тихоокеанского (преобладает кора океанического типа) сегментов.

Циркум-Конфокальный тренд. Название тренда отражает форму тектонической отдельности (цирк, воронка) и способ ее группирования в геологическом пространстве (конфокально и центростремительно по радиусу Земли). Как и у рассмотренных выше трендов, здесь отчетливо выражены продольная (конфокальная) и поперечная (центробежная) компоненты. Первая из них соответствует вертикальному ряду встроенных одна в другую тектонических воронок различной глубины заложения – от приповерхностных до внутримантийных. По представлениям Л.И. Красного [11] подобные воронки принадлежат фидерному классу структур (фидер, канал, кабель, проводник). Подобное классификационное свойство позволяет предположить, что наиболее глубинная из воронок имеет свой подводный питающий канал, который может достигать в ряде случаев поверхности жидкого ядра Земли. Именно этим свойством можно объяснить предполагаемую обогащенность расслоенных абиссолитов (в створе директрисы D_0) глубинными элементами сидерофильной группы (Fe, Ni, Co, Cr, Pt и др.). Предельная расчетная глубина заложения фидера 2900 км. Эту величину не может превзойти поперечник воронок (до 800–1200 км), что позволяет рассматривать радиальную составляющую фидерных структур в качестве продольной компоненты. Вторая компонента – традиционная кольцевая структура большого диаметра (300–500 км и более). В рассматриваемом случае она является вертикальной проекцией системы встроенных одна в другую мантийных воронок (от 2–3 до 5 индивидов и более) на поверхность геоида. По кровле кристаллического фундамента такой системе соответствует региональное сводовое поднятие (в данном случае Якутское погребенное), нормированное поперечником самой крупной и самой глубокой воронки. Ранее, применительно к региону исследований, подобные структуры были охарактеризованы понятием “телескопированный рудоносный тектоноконцентр” (ТТК, [16]).

Всего на территории ЯАП в глубинный “киль” геораздела встроены четыре ТТК (с северо-запада на юго-восток – Джарский, Тюнгский, Центрально-Якутский, Омнинский, рис. 3). Все они оконтурены по материалам гравиметрических съемок и разномасштабных космических снимков и, в конечном итоге, представляют собой внутренний глубинный каркас четырех архейских кратонов. В минерагеническом отношении особое внимание привлекает Центрально-Якутский ТТК, контролирующей юго-восточное дистальное продолжение Якутской алмазонасной провинции (см. ниже) в ранге доминантного кратона. При проведении АФГК м-ба 1 : 200 000 В.С. Гриненко в 1982 г. по результатам дешифрирования мелкомасштабных космических и телевизионных снимков была оконтурена юго-восточная часть будущего ТТК в виде крутой дуги протяженностью 300 км и шириной 40–50 км. Затем путем экстраполяции [16] она была преобразована в кольцевую структуру – астенокон Хатылыма I (поперечник – 500–550 км, глубина заложения – более 250 км). Обособление астенокона в качестве самостоятельной неоднородности произошло в позднем архее с последующей активизацией тектоно-магматических и рудообразующих процессов в позднем протерозое, среднем палеозое, позднем мезозое и кайнозое. Профилирующая минерагеническая специализация домена – Cr, Ni, Co, Pt в расслоенных абиссолитах, редкометалльные карбонатиты в анклавах ЩУК, алмазонасные кимберлиты на траверсах диагональной решетки. Позднее, в 2008 г., на основе детального анализа гравиметрической карты м-ба 1 : 200 000 в контуре астенокона была выделена еще одна кольцевая структура – кальдера Сотто (поперечник 110 км). Свое название она получила от погребенного под отложениями юры щелочно-ультраосновного массива вблизи поселка Соттинцы. Именно через него, в виде сплошного максимума силы тяжести, на расстояние 300 км прослеживается в юго-восточном направлении внешняя дуга кальдеры. При ширине 15–25 км дуга вмещает 11 кольцевых ЩУК малого и среднего формата (по геофизическим данным) и служит внутренним каркасом анклава “кальдера Сотто”. Пик магматической активности кальдеры приходится на средний палеозой. Она также влияет на размещение кластера Менд, тесно сопряженного с Хомпу-Майским кимберлитовым полем и объединяющего пять наиболее крупных кольцевых массивов с карбонатитовым ядром поперечником от 1.5 км до 15 км (Кеджиге, Северо-, Южно, Западно-Дьангыхские, Мендский). Эпицентром анклава является новое Хомпу-Майское кимберлитовое поле, приуроченное к тектонической просадке (30 × 30 км) на вершине Мендского куполообразного поднятия (поперечник 140 км). В настоящее время по уточненным геофизическим данным радиус анклава может быть продлен ещё в северо-восточном

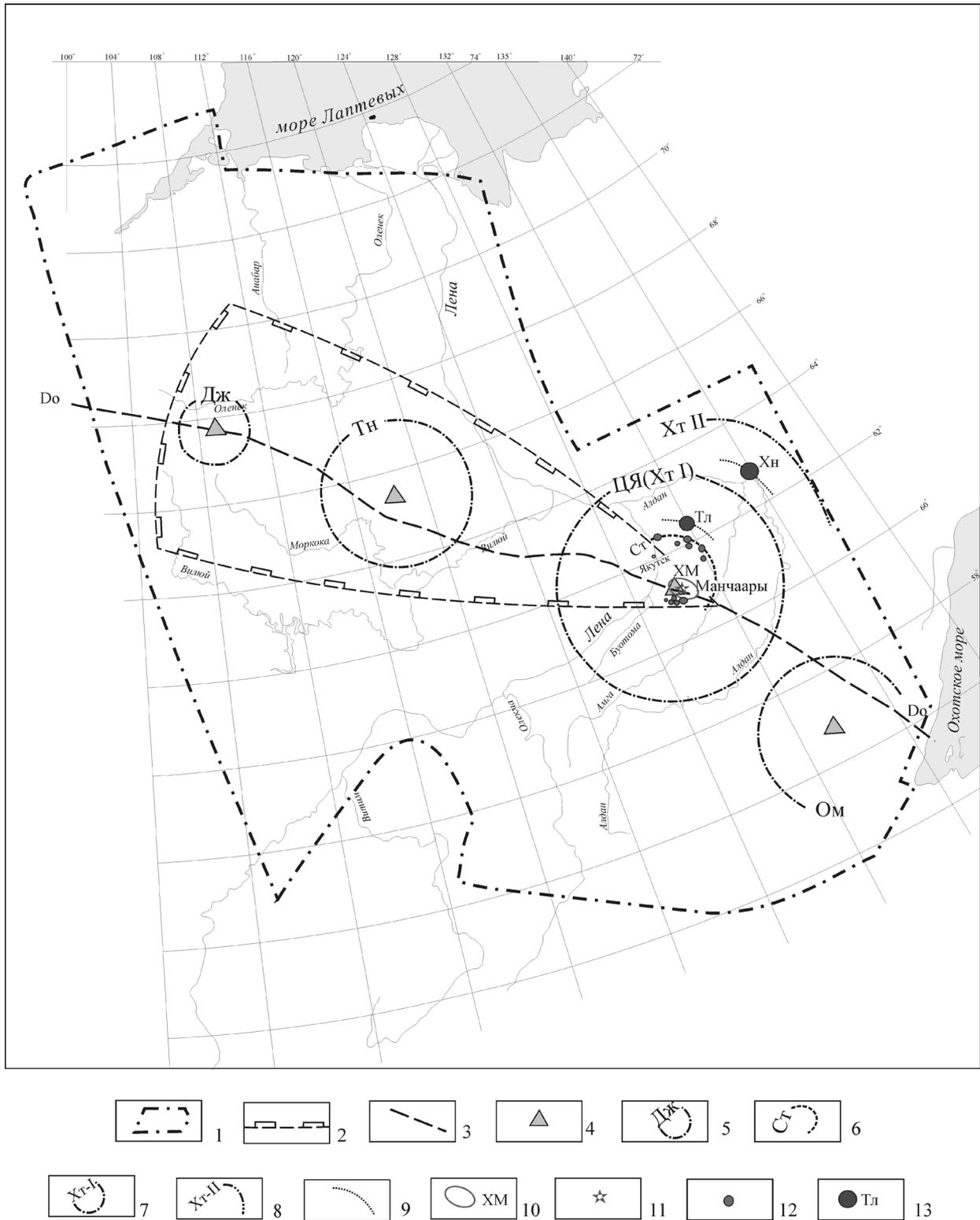


Рис. 3. Циркум-Конфокальный тренд, схема адаптации магматитов к концентрической решетке.

1 – контур восточной части Сибирской платформы; 2 – контур Палео-Сибирского суперплюма; 3 – директриса D_0 – линия продольной корреляции эпицентров ТТК (телескопированные тектоноконцентры); 4 – эпицентры ТТК; 5 – внешние контуры ТТК (Дж – Джарский, Тн – Тюнгский, ЦЯ – Центрально-Якутский, Ом – Омнинский); 6–8 – поперечная компонента ТТК Центрально-Якутский: 6 – анклав ЩУК кальдера Согто, 7 – астенокон Хатылыма I (Хт-I), 8 – астенокон Хатылыма II (Хт-II); 9–13 – магматиты: 9 – дуговые линии корреляции размещения магматитов, 10 – Хомпу-Майское кимберлитовое поле (ХМ), 11 – кимберлитовая трубка Манчаары, 12 – кольцевые щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами, 13 – кольцевые нефелин-сиенитовые интрузии (Тл – Толонский, Хн – Хандыгский).

направлении на удалении 300 км от дуги кальдеры и ограничен окружностью радиусом 410 км в виде астенокон Хатылыма II. Его внешним ограничением служит изогнутая в виде “клюва” северо-восточная периклиналь Сетте-Дабанского горст-антиклинория. В промежуточной зоне восточнее кальдеры Сотто, прослежены концентрические дуговые разломы, которые контролируют размещение крупноформатных (поперечник 60 км) массивов нефелиновых сиенитов хибинского типа (Толон и Хандыга [8]).

Предполагаемый механизм зарождения и формирования астенокон Хатылыма II и всех его составных кольцевых структур – это пульсационная плюм-тектоника на базе длительного функционирования фидерного канала. Предполагаемым местом стыковки подводящего канала с конфокальной системой мантийных воронок служил эпицентр астенокон. Из этой точки, начиная с позднего архея с фазами активизации PR₂, PZ₂, MZ₁, KZ, циклично происходило центробежное растекание флюидизированного и термически разогретого субстрата плюма к граничным рубежам (кальдера Сотто – астенокон Хатылыма I – астенокон Хатылыма II). В этом процессе плоскостью растекания, по всей вероятности, служил раздел “консолидированная кора – верхняя мантия”. Ниже, в подошве литосферы на глубинах 250 км и более, располагался второй реологически пластичный и гравитационно неустойчивый слой, который в конечном итоге способствовал становлению еще более крупного (поперечник 1600 км) Палео-Сибирского суперплюма, регламентировавшего весь ход тектонических и магматических процессов востока Сибирской платформы, начиная с раннего докембрия.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИТОВ

Выше были рассмотрены особенности размещения параллельных даек дотрубочных базитов (долериты и их разновидности) и кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов (карбонатиты и их разновидности) на территории Якутского погребенного поднятия по геофизическим данным. Ни одно из этих тел не обнажено на дневной поверхности и до настоящего времени не вскрыто горными выработками. Тем не менее, анализ индикаторных магнитных аномалий показал, что магматиты среднепалеозойского цикла развернуты по латерали в полный антидромный ряд древней платформы. Его ранняя фаза зафиксирована внедрением маломощных субпластовых тел базитов в ассоциации с тонкими подводящими дайками и жилами в подножие западного склона Якутского погребенного поднятия (базальт-долеритовая формация Лютенга-Ленского междуречья). Затем последовала фаза проникновения в осадочный чехол продольных (Таммин-

ская зона) и поперечных (Дьянгахская, Мундуручинская и Мыендалахская зоны) параллельных даек дотрубочных базитов на вершине и на западном и южном склонах рассматриваемого поднятия (трахидолеритовая и трахибазальтовая формации Лено-Амгинского междуречья). Этими двумя фазами была сформирована жесткая “базитовая рама” региона. Именно она предопределила участки локализации более поздних магматических проявлений. К таковым относятся кольцевые интрузии с карбонатитовым ядром (щелочно-ультраосновная формация – кластер Менд, анклавы “Заречный квадрат” и кальдера Сотто), крупноформатные плутоны с пироксенитовым ядром и нефелиновой кольцевой оторочкой (нефелин-сиенитовая формация внешней зоны астенокон Хатылыма II). В финальную фазу в подготовленные боковыми растяжением ячейки базитовой рамы происходило внедрение эруптивных брекчий трубок взрыва (кимберлитовая формация).

Размещение ареала полного антидромного ряда контролировалось различными тектоническими режимами на трех уровнях организации вещества: в объеме архейских кратонов (ортогональная решетка, ротационная тектоника), в форме сочетания директрисы D₀ с траверсами T₉–T₁₁ (диагональная решетка, волновая тектоника), в виде регионального центробежного растекания флюидизированного глубинного субстрата (циркум-конфокальная решетка, плюм-тектоника).

Охарактеризованные выше представители полного антидромного ряда перекрыты сплошным мощным (до 100 м и более) покровом терригенных юрских образований. Они закартированы и оконтурены по геофизическим данным. На этом фоне единственным магматическим телом, по которому получен первичный каменный материал, является кимберлитовая трубка Манчары. Она была открыта путем целевого применения четырехстадийного оптимизированного комплекса ППР (прогнозно-поисковые работы), разработанного в ЦПСЭ ГУГПП РС(Я) “Якутскгеология”. Первая стадия, как было показано выше, – это региональный прогноз вакантной рудоносной ячейки конкретной минерагенической специализации (редкометалльные карбонатиты, продуктивные кимберлиты, металлоносные расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты) в пределах Якутского погребенного поднятия (120 км²) на уровне рудного поля. Вторая стадия включала синхронное выполнение гидрохимической съемки м-ба 1 : 200 000 и аэромагнитной съемки м-ба 1 : 25 000 (Мендский объект, 4 км²) в контуре вакантной рудоносной ячейки и примыкающей раме. Третья стадия предусматривала наземную детализацию выявленных аномалий предположительно рудной природы (площадная магнитометрия м-ба 1 : 5 000 и профильная гравиметрия м-ба 1 : 5 000). Четвертая стадия была ориентиро-

вана на определение геологической природы аномалии прошедшей цикл наземной детализации колонковым бурением.

КИМБЕРЛИТЫ ТРУБКИ МАНЧАРЫ

Особенности петрографического состава

По результатам проведения трех стадий в качестве объекта I очереди была околонуена комплексная аномалия (ареальная гидрохимическая – Cr, Co, Ni и локальная магнитная аномалия) в устье ручья Манчары-Юреге. По материалам наземной детализации в магнитном поле аномалия интенсивностью 220 нТл имеет форму изометричного овала (250 × 300 м). Расчетная глубина залегания верхней кромки возмущающего тела около 100 метров. При заверке аномалии колонковая скважина № 0702 под тер-

ригенными отложениями нижней юры на глубине 104 м вошла в интенсивно серпентинизированные порфиновые кимберлиты. Так 23 октября 2007 г. состоялось открытие новой кимберлитовой трубки. По материалам пяти заверочных колонковых скважин и результатам моделирования (проложение магнитного вектора в нижнее полупространство) можно считать, что трубка Манчары состоит из уплощенного чашеобразного раструба и субцилиндрической подводной “ножки”. В ее приповерхностной части преобладают зеленовато-серые кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента. Нечетко выраженная брекчиевая текстура обусловлена присутствием мелких (2.1 × 0.7, 2 × 10 см) ксенолитов осадочных пород (примерно 7–14 об. %), и включений: (в объеме 5–10%) серпентинитов и слюдитов (рис. 4а, б), ксенолиты метаморфических пород отмечаются редко. Вкрапленники пред-

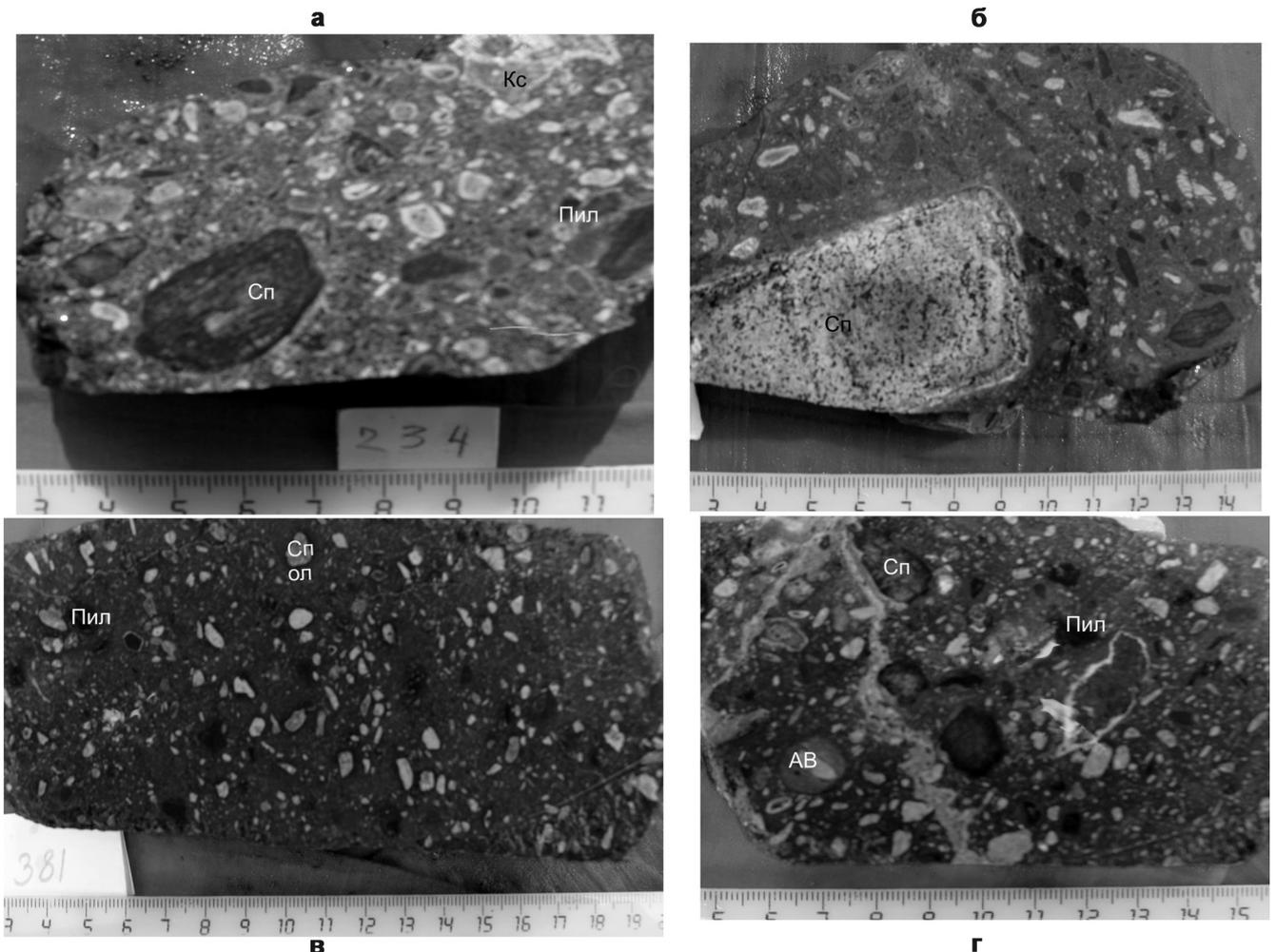


Рис. 4. Структурно-текстурные особенности кимберлитовых пород трубки Манчары.

а, б – массивная кимберлитовая брекчия с мелкими ксенолитами карбонатных пород и включениями серпентинитов; в – мелкопорфировая структура; г – ядерные автолиты. Кс – ксенолит, Сп – серпентинит, Сп. ол – серпентинизированный оливин, Пил – пикроильменит, Ав – автолит.

ставлены зернами серпентинизированного оливина, флогопита, пикроильменита, реже граната. Их размеры варьируют от 0.6 до 10 мм. Крупные (10 × 7, 7 × 3, 4 × 3 мм) зерна минералов – макрокристы, интенсивно резорбированы, контуры зерен неровные, заливообразные. Нередко в результате растворения крупных вкрапленников от них остаются узкие удлиненные фрагменты, окруженные мелкозернистыми серпентин-магнетитовыми оболочками. Неравномерное распределение макрокристов определяет локальную изменчивость структурно-текстурных признаков кимберлитовых пород в разрезе скважины. В крупнопорфировых разностях их содержание составляет 15 об. %, в мелкопорфировых – размеры вкрапленников не превышают 2 мм. Мелкопорфировая структура на локальных участках обусловлена высоким содержанием удлиненных обломочных форм вкрапленников – псевдоморфоз серпентина по оливину и флогопиту (рис. 4в). В интервалах глубин 121.7–124.5 м, 141–146 м залегает брекчия с нечетко выраженной автолитовой текстурой кимберлита-цемента. Ее особенности обусловлены образованием симметричных и асимметричных реакционных афировых оболочек (2–4 мм) вокруг ксенолитов осадочных и метаморфических пород, включений серпентинитов и крупных вкрапленников (рис. 4г). Кроме того, присутствуют афировые обособления (безъядерные автолиты) размером 2–5 см.

Микроскопическое изучение показало, что среди мелких (19 × 5, 18 × 7, 21 × 7 мм) **ксенолитов осадочных пород** преобладают карбонаты со следами растворения и перекристаллизации периферийных частей. Известняки фрагментарно мраморизованы, их ксенолиты импрегнированы кимберлитовой матрицей. Редкие обломки дупироксеновых кристаллических сланцев интенсивно хлоритизированы.

Включения родственных пород (серпентиниты, слюдястые, либо ильменитсодержащие, реже – гранатовые (рис. 4а, б) нередко имеют округлые, удлиненные формы с неровными контурами. Серпентиниты характеризуются порфириобластной структурой, более крупные блоки серпентина располагаются среди мелкозернистого серпентинового базиса с мелкими выделениями магнетита. Иногда серпентиниты окружены узкой (0.4 см) темно-серой реакционной оболочкой афирового кимберлита. Зеленовато-серые пластинчато-ленточные и волокнисто-листоватые морфологические разности серпентина имеют относительно высокое (от 0.007 до 0.012) двупреломление.

В слюдястом серпентините отмечается спорадическое распределение идиоморфных пластинок флогопита по серпентину. Хлоритизированные пластинки слюды образуют сферолитоподобные выделения. Взаимоотношения зерен слюды и серпентина свидетельствует о более позднем образовании флогопита.

Гранатовые серпентиниты неравномерно хлоритизированы, гранаты келифитизированы и сохраняются в виде реликтов светло-розового цвета.

Макрокристы (1.0 × 0.7, 0.7 × 0.5 см) и **мега-кристы** (0.7–1.5 см) серпентинизированного оливина выполнены сочетанием игольчатых, тонковолокнистых, мелко- крупнопластинчатых морфологических разностей серпентина желтовато-бурого цвета. Нередко можно наблюдать постепенные переходы по размерности – от включений серпентинитов к макрокристам и более мелким (0.15–0.3 см) вкрапленникам серпентинизированного оливина (фенокристы). Характерной особенностью химического состава серпентина вкрапленников (табл. 1) является низкая железистость (1.75–4.58 мас. % FeO) и глиноземистость (0.76–3.92 мас. % Al₂O₃). Содержание Cr₂O₃ составляет 0.63–0.84 мас. %.

Содержание макрокристов слюды (0.5 × 1.0 см, 0.3 × 0.7 см) в виде округлых или удлиненных пластинок составляет 5–10 об. %. В большинстве случаев макрокристы флогопита в той или иной мере хлоритизированы, гидратированы. Реликты слюды с четко выраженной спайностью, плеохроирующие по схеме Np > Ng, сохраняются лишь в центре пластинок. Иногда они замещены изотропным бесцветным минералом, либо мелкозернистым карбонатом. В слюде постоянно присутствуют включения идиоморфных зерен перовскита, титаномагнетита. По химическому составу флогопит магнезиальный с

Таблица 1. Химический состав серпентина в порфировом кимберлите трубки Манчары, мас. %

№	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Cr ₂ O ₃	FeO	Сумма
1	40.62		42.42			1.65	84.68
2	41.71		42.51			2.58	86.80
3	40.51		41.63			2.16	84.29
4	40.28		41.85			4.58	86.71
5	40.10		40.56	1.39		2.27	84.32
6	42.04		42.46			1.84	86.34
7	40.01	0.92	38.52	1.02		3.01	86.49
10	41.73		41.36			1.44	84.53
11	41.05		39.83	0.98		2.30	84.16
12	40.82		39.74	0.67	0.84	2.31	84.38
13	39.36	1.08	39.25			2.51	84.22
14	40.98		40.75			1.44	83.17
15	40.61		41.30			2.82	84.72
16	40.49	2.59	41.27			2.37	86.72
17	40.45		41.88			1.75	84.08
18	39.19	1.13	40.51	0.88		3.80	84.51
19	39.85	1.73	38.69		0.63	3.71	84.60
20	40.43	0.92	40.31			2.20	83.86
21	40.21		40.73	0.60		1.51	83.05
22	40.10		40.56		1.39	2.27	84.32
23	42.04		42.46			1.84	86.34
24	41.01	3.92	40.52	1.02		3.01	89.49
25	39.73	0.98	40.65			3.27	84.64
26	39.08	1.03	40.43			3.96	84.50

Примечание. Здесь и далее анализы минералов выполнены З.А. Алтуховой на электронном микроанализаторе “Camebax-micro” в ИГАБМ СО РАН.

Таблица 2. Химический состав флогопита в кимберлите трубки Манчары, мас. %

№	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	TiO ₂	FeO	BaO	Сумма
1	28.77	8.44	40.64	9.62		6.59	2.69	96.74
2	28.26	9.79	39.04	9.21	0.45	4.56	3.72	95.02
3	28.05	9.33	39.16	9.29		5.37	3.77	94.97
4	28.71	9.30	38.67	9.55		4.83	3.59	94.65
5	28.43	10.42	38.33	8.86		5.20	4.91	96.15
6	28.87	9.83	37.59	8.87	0.60	5.34	4.09	95.19
7	28.94	8.40	38.72	9.47		6.15	2.84	94.52
8	33.93	10.41	38.78	7.42		5.66		96.20
9	28.89	10.72	41.64	9.75		4.11		95.11
10	29.20	8.75	39.34	8.32		5.71	3.02	94.34
11	28.89	10.72	41.64	9.75		4.11		95.11
12	28.07	11.24	37.97	7.78		4.59	8.13	97.78
13	27.46	11.35	37.12	7.99		4.45	7.35	95.72
14	26.94	10.62	38.59	8.63		4.83	6.14	95.74
15	29.60	10.17	38.02	9.08		5.21	4.53	96.60
16	30.58	9.16	40.31	8.82		5.70		94.56
17	30.76	9.05	40.38	8.10		6.20		94.50
18	30.37	10.24	41.12	8.96		4.00		94.69
19	30.16	9.79	40.99	8.42		5.32		94.68
20	30.20	9.65	40.18	9.69		3.74		94.47
21	29.05	9.33	38.16	9.29		5.37	3.77	94.97
22	27.71	9.30	38.67	9.55		4.83	3.59	95.65
23	27.43	10.42	38.33	8.86		5.20	4.91	95.15
24	27.87	9.83	38.59	8.87	0.60	5.34	4.09	95.19
25	27.94	8.40	40.72	9.47		6.15	2.84	95.52
26	28.89	9.96	41.30	9.88		4.67		94.70
27	28.98	11.05	40.71	10.63		3.26		94.63
28	30.19	10.37	38.33	9.09		6.69		94.67
29	30.30	10.72	40.57	10.05		2.68		94.33
30	34.14	9.51	38.73	8.65		4.36		95.40
31	34.48	9.49	38.11	8.78		3.83		94.69
32	34.66	10.53	36.98	8.45		4.55		95.17

высоким содержанием глинозема и низким – оксида титана. В составе слюды постоянно присутствует ВаО, в количестве от 2.69 до 8.13 мас. % (табл. 2).

Таблица 3. Химический состав ферришпинелей в кимберлите трубки Манчары, мас. %

№	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Сумма
7	22.93	8.50	0.76	11.73			54.86	98.78
8	21.00	3.55	1.97	11.69			51.14	99.38
9	22.10	6.63	0.64	11.67			57.05	98.09
10	22.28	7.27		10.52		0.77	57.68	97.52
11	22.12	7.67		10.75			58.09	98.64
12	21.47	5.33		7.36	0.64	0.78	64.43	100.01
13	21.95	7.69		7.33	0.80		60.26	98.04
14	21.79	7.35		7.87	0.89		60.31	98.21
15	21.79	7.36		9.20	1.03		58.87	98.25
16	22.59	3.57		18.24	6.22		47.91	98.52
17	22.22	3.44		16.72	6.36		50.02	98.76
18	22.14	3.32	0.80	16.65	6.41		50.55	99.86
19	22.56	4.36		16.03	6.81	0.88	48.02	98.67
20	21.00	3.12		17.19	8.37	0.81	47.89	98.37
21	22.10	7.47			9.72	4.44	53.90	97.64
22	21.83	3.28	0.76	15.59	12.77		43.98	98.20
23	22.73	4.96		12.25	12.84	0.85	43.80	97.44
24	22.11	4.63	0.65	14.80	13.17		43.36	98.72
25	21.51	3.66		14.45	17.31		41.31	98.24
26	21.99	4.06		12.84	19.86		40.65	99.40

Изометричные, округлые макрокристы (0.5–1.2 см) пикроильменита окружены реакционными оболочками (от 0.5 до 1 мм) с высоким содержанием мелких зерен перовскита и ферришпинелей (рис. 5а, б). В карбонатизированных разностях в результате полного распада крупных зерен ильменита образуются мелкозернистые агрегаты ферришпинелей. На более глубоких горизонтах трубки (156.4 м от устья скважины) встречаются желваки пикроильменита размером 2.5 × 3.0 см. С макрокристами пикроильменита непосредственно контактируют пластинки слюды. Иногда на контакте с ильменитом присутствуют мелкие идиоморфные зерна апатита.

Порфиловую структуру кимберлита-цемента определяет высокое (от 50 до 70 об. %) содержание фенокристов (0.5–1.0 мм) серпентинизированного оливина. Реликты оливина сохранились в кимберлите, залегающем на глубине 141.43–146.05 м (скв. 0702). Его химический состав соответствует форстериту (SiO₂ – 41.20, MgO – 52.40, FeO – 7.22). Зеленовато-бурый серпентин псевдоморфоз фенокристов так же, как и макрокристов, представлен сочетанием игольчатых, тонковолокнистых, мелкопластинчатых морфологических разностей. Более мелкие (0.4–0.2 мм) псевдоморфозы и мезостазис основной массы выполнены игольчато-волокнистым лизардитом с низким (0.006) двупреломлением. Содержание Al₂O₃ изменяется от 0.82 до 3.92; FeO – 1.44–3.96; Cr₂O₃ – 0.27–1.23 мас. % (табл. 1). В псевдоморфозах серпентина по оливину отмечены включения (0.1 мм) ферришпинелей, желтовато-бурого шорломита, реже, округлые зерна хромита с реликтами октаэдрических граней и очень мелкие (0.005 мм) кристаллики циркона. По периферии псевдоморфоз нередко образуются мелкие пластинки позднего флогопита, реже – талька. В отдельных мелких вкрапленниках наблюдаются дендроидные образования пылевидного магнетита с ксеноморфными выделениями халькопирита.

Пластинки флогопита размером 0.5–1.5 мм в различной степени хлоритизированные, либо гидратированные образуют непрерывный структурный каркас, в “окнах” которого заключены минералы основной массы. Удлиненные пластинки слюды часто образуют гломеропорфиновые, крестообразные, секториальные сростания, хлорит отмечается в виде сферолитовых образований. В отдельных пластинках флогопита наблюдается сагенитовая решетка – тонкие иголки рутила, пересекающиеся под углом 60°.

Основная масса породы мелко-микрозернистая (0.005 до 0.1 мм) серпентин-флогопит (хлорит)-апатитового состава с зернами титанистого андрадита – шорломита. Вследствие неравномерного распределения минеральных компонентов выделяются преимущественно слюдистые участки с мелкопризматической структурой, участки серпентин-слюдистого состава, в пределах которых мелкие

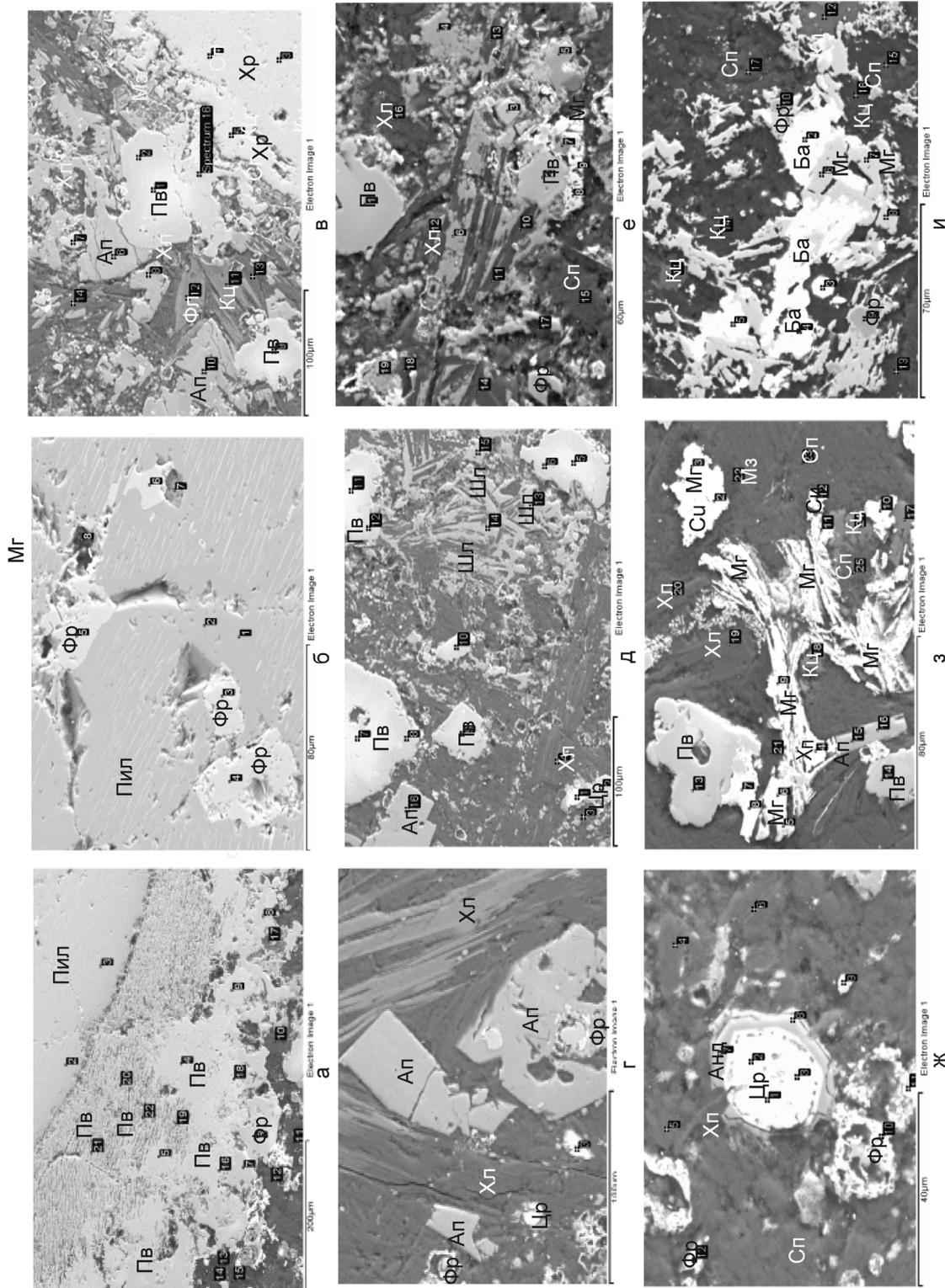


Рис. 5. Взаимоотношения минералов в основной массе кимберлитовых пород трубки Манчары.

а, б – зерна пикроильменита (Пил); а – с перовскитовой (Пв) каймой, б – зерна ферришишелей (Фр) в пикроильмените; в – первичная ассоциация минералов основной массы: апатит (Ап), флогопит (Фл), перовскит (Пв), хромит (Хр); г – различные морфологические типы резорбированных зерен апатита (Ап), флогопит частично хлоритизирован (Хл); д, е – формы выделения титанистой разновидности андрадита – шорломита (Шл) среди серпентин-хлоритового (Хл) базиса; ж – ширкелит (Цр) частично замещает титанистый андрадит –шорломит (Анд); з – дендронидные выделения тонкодисперсного магнетита (Мг) среди серпентин (Сп)-хлорит (Хл)-кальцитовой основной массы, зерна ферришишелей (Фр), в магнетите мелкие выделения халькопирита (Хп) и самородной меди (Cu); и – ксеноморфные выделения барита (Ba) среди серпентин-кальцитовой основной массы.

Таблица 4. Химический состав хромшпинелидов в кимберлите трубки Манчары, мас. %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
TiO ₂	1.77	2.15	5.28	1.99	1.55	1.99	4.67	4.73	6.55	7.29	8.48
Al ₂ O ₃	9.89	9.73	3.73	9.69	9.46	9.81	3.94	5.42	3.42	3.55	3.81
Cr ₂ O ₃	47.96	47.74	50.85	45.54	47.71	46.79	50.83	49.66	52.31	50.41	45.19
FeO	27.71	28.36	29.13	28.79	28.72	28.63	25.67	24.87	19.59	20.42	24.65
MgO	12.46	12.43	13.34	12.90	13.14	13.10	14.76	14.92	17.81	19.06	18.71
Сумма	99.79	100.41	102.33	98.91	100.58	100.32	99.87	99.60	99.68	100.73	97.84
Ti	0.04	0.05	0.13	0.05	0.04	0.05	0.11	0.12	0.16	0.17	0.21
Al	0.38	0.37	0.14	0.37	0.36	0.37	0.15	0.21	0.13	0.13	0.15
Cr	1.23	1.22	1.30	1.17	1.21	1.19	1.31	1.28	1.33	1.26	1.13
Fe ₃	0.31	0.31	0.30	0.36	0.36	0.35	0.30	0.28	0.22	0.26	0.31
Fe ₂	0.44	0.45	0.49	0.42	0.41	0.42	0.40	0.39	0.30	0.28	0.30
Mg	0.60	0.60	0.64	0.63	0.63	0.63	0.72	0.72	0.85	0.90	0.90
Fe ₃ O ₄	15.39	15.44	15.05	17.96	17.95	17.28	15.25	14.17	11.11	13.14	15.48
FeCr ₂ O ₄	28.73	30.01	33.47	24.31	22.99	24.83	24.29	25.03	19.28	14.42	14.81
MgCr ₂ O ₄	32.69	30.85	31.53	34.28	37.46	34.53	41.39	38.84	47.27	48.52	41.78
Mg ₂ TiO ₄	4.31	5.21	12.84	4.87	3.74	4.80	11.48	11.57	15.85	17.32	20.66
MgAl ₂ O ₄	18.87	18.48	7.11	18.58	17.86	18.55	7.59	10.39	6.48	6.61	7.27

пластинки слюды включены в серпентиновый базис, и участки флогопит-апатитового состава с удлиненными образованиями шорломита (рис. 5г, д).

Интерстиции между флогопитом и хлоритом выполнены мелкопластинчатым серпентином с низким (0.005) двупреломлением. Апатит в виде интенсивно резорбированных таблитчатых, реже призматических выделений ассоциирует с хромитом, перовскитом, флогопитом (рис. 5в, г). На участках, выполненных тонкодисперсным магнетитом, он отмечается в виде реликтов (рис. 5з). В ассоциации с карбонатом апатит образует идиоморфные удлиненные призматические кристаллы размером 0.05 мм. По химическому составу выделяются зерна с высоким содержанием SrO (4.10–9.80) и зерна с повышенным содержанием BaO (от 6.11 до 14.07), в которых отмечен CeO (1.41–2.05). В отдельных зернах отмечается высокое (3.21) содержание Na₂O (все окислы здесь и далее – в мас. %).

Среди рудных минералов матрикса доминируют агрегаты разноразмерных зерен ферришпинелей, магнетита, перовскита, хромит встречается реже, иногда он контактирует с ксеноморфными выделениями апатита (рис. 5в). Химический состав перовскита характеризуют широкие вариации содержания CaO (35.75–40.46) и TiO₂ (53.23–57.94). Содержание FeO изменяется незначительно (1.25–1.77), величина Na₂O колеблется в пределах 0.63–1.24. В единичных зернах зафиксированы CeO и SrO (от 1.38 до 3.05). Особенности состава оксидов рудных минералов обусловлены высоким содержанием MgO (21.00–22.93) и постоянным присутствием MnO в количестве 0.77–4.44 (табл. 3). Среди них выделяется титанисто-хромистый магнетит с содержанием Cr₂O₃ от 6.22 до 19.86. Хромиты распространены в основной массе и в виде включений в псевдоморфозах серпентина по оливину. Содержание Cr₂O₃ составляет 45.19–52.31, величина TiO₂ варьирует в пределах 1.55–8.48, Al₂O₃ – 3.42–9.89; MgO – 12.43–19.06; FeO – 19.59–29.13 (табл. 4).

В составе хромитов преобладают миналы магнезиохромита (30.82–48.52%) и хромита (14.42–33.47%) при низком содержании магнетита (11.11–17.45%) и изменчивости содержания магнезиальной ульвошпинели (4.31–20.66%).

В основной массе серпентин-хлорит-кальцитового и кальцит-магнезитового состава широким распространением пользуются самородные образования меди с примесью цинка (цинкистая медь), самородного железа беспримесного и с примесью никеля [7].

Характерной особенностью состава матрикса кимберлита трубки Манчары является присутствие в основной массе титанистой разновидности андрадита – шорломита и циркелита. Шорломит на отдельных участках сохраняется в виде удлиненно-призматических или пластинчатых выделений (рис. 5д, е), но преобладают ксеноморфные выделения. Химический состав граната (табл. 5) характеризуется высоким содержанием TiO₂ (1.77–5.04), MgO (0.93–5.86). В некоторых зернах присутствует

Таблица 5. Химический состав шорломита в кимберлите трубки Манчары, мас. %

№	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	Сумма
1	5.10		33.12	34.35	2.22		23.78	98.57
2	1.03		33.30	34.71	4.50		24.85	98.39
3	1.93		33.84	35.17	2.77		24.52	98.23
4	2.33	3.45	33.18	35.34	4.61		20.44	99.35
5	0.93		32.86	34.24	1.77		20.60	100.67
6	1.69	7.39	34.72	36.68	3.53		15.82	99.82
7	2.15	3.68	35.08	34.64	4.28		19.16	98.99
8	2.23	2.77	30.18	33.68	5.04	2.00	22.66	98.57
9	5.86		33.39	35.13	3.17		22.17	99.72
10	3.28	2.34	23.88	23.68	4.43	2.93	38.86	99.41
11	1.87		31.25	35.05	2.21		26.16	99.54
12	1.54		31.62	35.81	2.96		26.40	98.33
13	1.39		34.86	35.61	3.14		23.98	98.98
14	1.53		34.26	35.32	3.01		24.63	98.75
15	0.93		34.86	35.24	1.77		26.60	99.40
16	3.23		32.55	35.24	3.03		24.12	98.16

Cr_2O_3 (2.00–2.93). Циркелит замещает центральные части зерен перовскита и шорломита (рис. 5г, д, ж). Его состав определяется относительно постоянными величинами содержаний $\text{ZrO} - 38-39$; $\text{CaO} - 27.17-28.62$, $\text{FeO} - 12.10-15.02$; $\text{SiO}_2 - 7.03-8.50$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.12-7.58$ (табл. 6).

В карбонатизированных разностях кимберлита удлиненные лейсты флогопита в виде крестовидных сростков обуславливают своеобразную лейстовидную структуру. Сферолитовые или микролитоподобные структуры локальных участков формируют сферические либо игольчатые образования хлорита с аномальной темно-синей окраской. Химический состав хлорита весьма изменчив. Содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 5–12; $\text{FeO} - 2-4$. Среди карбонатов распространены кальциты, реже встречаются доломиты и магнезиты. В доломитах значение FeO изменяется в пределах 0.65–4.90. Микрозернистые агрегаты карбонатов выполняют тонкие ветвящиеся прожилки, крупнозернистые выделения, слагают линзовидные прожилки. В породе часто встречается барит в виде ксеноморфных, реже идиоморфных выделений с содержанием $\text{BaO} - 60.96-63.22$, $\text{SrO} - 1.96-3.68$. Редко отмечается примесь FeO в количестве 1.34–2.05.

Таким образом, состав первичной породы представлен оливином, пикроильменитом, флогопитом, андрадитом, хромитом, перовскитом, цирконом. В результате воздействия расплава и постмагматического флюида порода были серпентинизирована и карбонатизирована с образованием более позднего апатита, сульфидов, барита.

Особенности минералогического состава

Массивная кимберлитовая брекчия, слагающая трубку Манчары, по текстурно-структурным особенностям, составу тяжелой фракции (высокое содержание пикроильменита) имеет сходство с трубками Дальняя, Сытыканская, Удачная-Восточная [1] Дальнего кимберлитового поля (Центральная субпровинция ЯКП). Высокое содержание флогопита в виде макрокристаллов и мелких пластинок в основной массе сопоставимо с кимберлитовыми породами, слагающими дайки и трубки Восточно-Укукитского поля (Северная субпровинция ЯКП). Сравнение химического состава минералов в алмазоносных и неалмазоносных кимберлитах показало определенные особенности минерального состава кимберлита изучаемой трубки.

Зерна оливина полностью изменены различными видами серпентина с магнетитом или без него. Серпентинизация происходила в несколько дискретных стадий. Серпентин каждой стадии характеризуется определенными оптическими свойствами и химическим составом. Серпентин крупных псевдоморфоз отличается отсутствием примесей и более магниезильным составом. В основной массе преобладает лизардит с примесью глинозема. Его

Таблица 6. Химический состав циркелита в кимберлите трубки Манчары, мас. %

№	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	ZrO ₂	Сумма
1		6.12	7.03	27.58	6.40	15.02	37.96	100.12
2		7.58	7.24	27.89	6.41	13.46	37.31	99.90
3		6.41	7.37	28.16	6.17	13.97	38.10	100.19
5		7.10	7.26	28.62	5.56	12.10	38.90	99.55
6		6.36	7.88	27.74	5.65	13.58	38.94	100.15
8		7.10	7.96	27.64	6.32	12.93	38.01	99.97
9		7.19	7.81	27.61	6.10	12.27	38.32	99.30
10		7.19	7.36	28.43	6.02	12.92	38.99	100.91
11	1.44	6.75	7.58	27.17	5.61	12.94	38.43	99.92
12		6.58	8.29	28.07	5.71	13.62	38.24	100.50
13		6.67	7.80	27.60	5.71	12.88	37.96	98.63
14		6.46	7.11	27.15	6.14	13.37	38.90	99.13
15		6.41	7.37	28.16	6.17	13.97	38.10	100.19
16		7.10	7.26	28.62	5.56	12.10	38.90	99.55
17		6.36	7.88	27.74	5.65	13.58	38.94	100.15
18		7.10	7.96	27.64	6.32	13.93	38.01	100.97
19		6.31	8.50	27.23	5.33	13.29	38.15	98.81
21		6.66	7.33	27.21	6.67	13.16	38.98	100.02
22		6.66	7.33	27.21	6.67	13.16	38.98	100.02
23	1.11	6.36	7.67	27.76	5.65	13.83	38.50	100.89

образование происходило вместе с поздним кальцитом, флогопитом, и магнетитом.

Флогопит в исследованных породах имеет широкое распространение. Крупные выделения слюды, как правило, интенсивно деформированы. По данным исследователей [19] содержание и состав слюды в ксенолитах ультраосновных пород кимберлитовых трубок Якутии изменяется в широких пределах. Максимальное содержание (50–80 об. %) флогопита характерно для оливин-флогопитовых пород с ильменитом – глиммеритов. Повышенное содержание таких ксенолитов характерно для трубки Сытыканская Алакитского кимберлитового поля, широкое распространение флогопитсодержащих ксенолитов, нередко с ильменитом, характерно для кимберлитовых пород Восточно-Укукитского поля.

С целью сравнения особенностей состава флогопита трубки Манчары на диаграмме корреляций типоморфных оксидов TiO_2 – Al_2O_3 (рис. 6а) нанесены точки состава слюд из флогопитсодержащих ультрамафитов, кимберлитовых пород, слагающих дайки и трубки Восточно-Укукитского, Дюкенского полей и трубки Удачная-Западная, а также бариевые флогопиты из кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции [5]. По содержанию Al_2O_3 и TiO_2 на диаграмме выделяются три группы флогопита: к первой группе отнесены слюды с низким содержанием TiO_2 и широкими вариациями (8–13 мас. %) Al_2O_3 , сопоставимые по составу со слюдами оранжееитов; высокоглиноземистые слюды второй группы с содержанием TiO_2 от 2 до 5 мас. % располагаются в области состава слюд из минетты и третью группу формируют слюды с низким содержанием (от 6 до 10 мас. %) Al_2O_3 и относительно

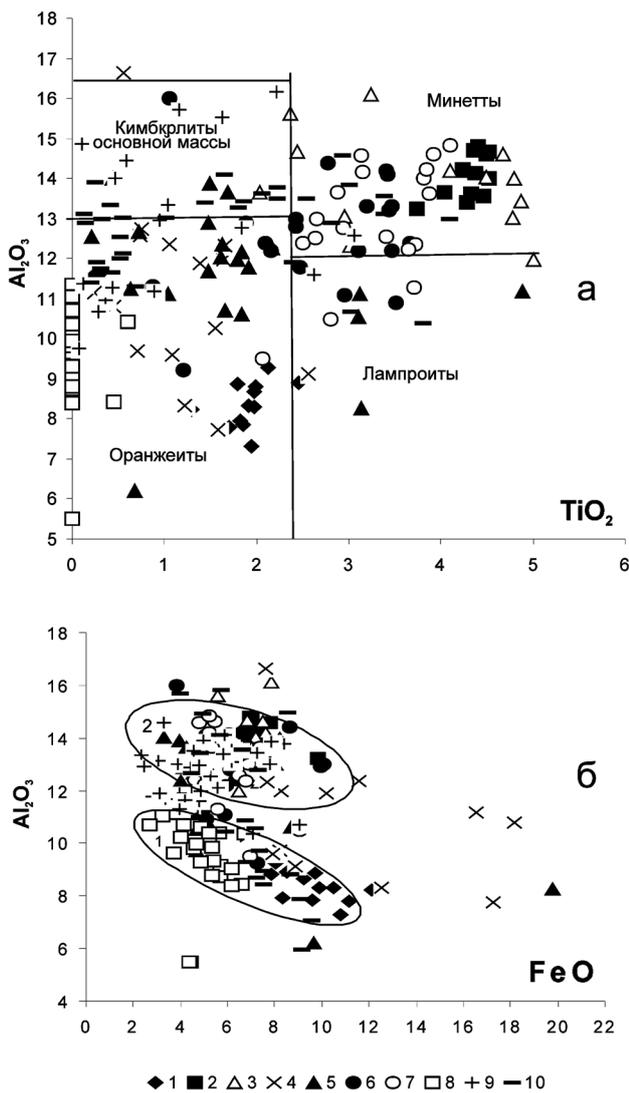


Рис. 6. Диаграммы распределения $TiO_2-Al_2O_3$ (а) и $FeO-Al_2O_3$ (б) в слюдах кимберлитовых пород и включений ультрамафитов.

1–4 – Восточно-Укукитское поле: 1, 2 – аномалия 181 – кимберлит дайки (1), включение слюдита (2); 3 – кимберлит дайки, аномалия УУК-5; 4 – кимберлитовая брекчия трубки, аномалия УУК-20; 5 – Дюкенское поле, кимберлит штока, аномалия 3363; 6–8 – массивные кимберлитовые брекчии трубок: Удачная: западное тело (6), восточное (7), Манчары (8); 9 – включения ультраосновных пород в кимберлитах трубках Якутии; 10 – кимберлиты Архангельской алмазоносной провинции.

но невысоким (1.5–3.0 мас. %) TiO_2 , распространенные в лампроитах [22]. В поле оранжеитов располагаются флогопиты из кимберлитов, слагающих дайки Восточно-Укукитского и штоки Дюкенского полей [2], барийсодержащие слюды из кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции и слюда из включений верлитов, ортопироксенов, шпинелевых лерцолитов. Среди слюд данной

группы флогопит трубки Манчары выделяется отсутствием или минимумом содержания TiO_2 и низким (6.5 мас. %) содержанием FeO (рис. 6б). По содержанию бария флогопит трубки Манчары сопоставим со слюдами из кальцифиров. Фигуративные точки слюды из алмазоносных кимберлитов трубки Удачная и включений ильменитовых пироксенов, гранатовых перидотитов, ильменит-гранатовых перидотитов и ильменит-гранатовых пироксенов располагаются в области высоких содержаний Al_2O_3 (12–15 мас. %) и TiO_2 (2–4 мас. %) вместе с флогопитом из включений слюдита и неалмазоносных кимберлитов Восточно-Укукитского поля [2]. На графике соотношений $FeO-Al_2O_3$ (рис. 6б) магниезиальный флогопит трубки Манчары четко выделяется низким содержанием оксидов железа (поле 1) и алюминия. Железистые слюды более часто встречаются в неалмазоносных кимберлитах дайковых тел Восточно-Укукитского поля.

Контрастное различие содержаний главных оксидов в составе флогопита свидетельствует о различных обстановках его образования в мантии. Высокотемпературные условия кристаллизации отражает высокая глиноземистость [23]. Значения фугитивности и коэффициента глиноземистости флогопита трубки Манчары соответствуют интервалу температур 1250–1600°.

Ферришпинели в виде мелких (0.03–0.06 мм) отдельных зерен, реже в сростании с магнетитом, образуют зернистые агрегаты. Графики соотношения $FeO-TiO_2$, $Cr_2O_3-TiO_2$ ферришпинелей из кимберлитовых пород трубок Манчары, Удачная-Западная, Укукитская показывают их обратную корреляцию (рис. 7). Оксидные минералы кимберлитовых пород Восточно-Укукитского поля выделяются высоким содержанием FeO и низким Cr_2O_3 . Ферришпинели из кимберлитов трубки Манчары отличаются магниезиальным составом. На графике они представлены двумя группами прямой и обратной корреляции FeO и TiO_2 . По содержанию Cr_2O_3 располагаются среди точек состава ферришпинелей трубки Удачная-Западная.

Исследованиями установлено, что основной эволюционный тренд изменения составов микрокристаллических шпинелидов кимберлитовой матрицы выражается в увеличении содержаний Ti^{4+} , Fe^{3+} , суммарного железа и отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} на фоне падения содержаний Cr^{3+} и, в меньшей степени, Al^{3+} , что объясняется кристаллизационной дифференциацией кимберлитовой магмы, в результате которой, по мере кристаллизации оливина и пироксенов, остаточная магма прогрессирующе обогащается оксидами титана и железа типоморфных компонентов.

Хромшпинелиды встречается в матрице кимберлита даек в виде идиоморфных и гипидиоморфных зерен размером до 60 мкм. По составу

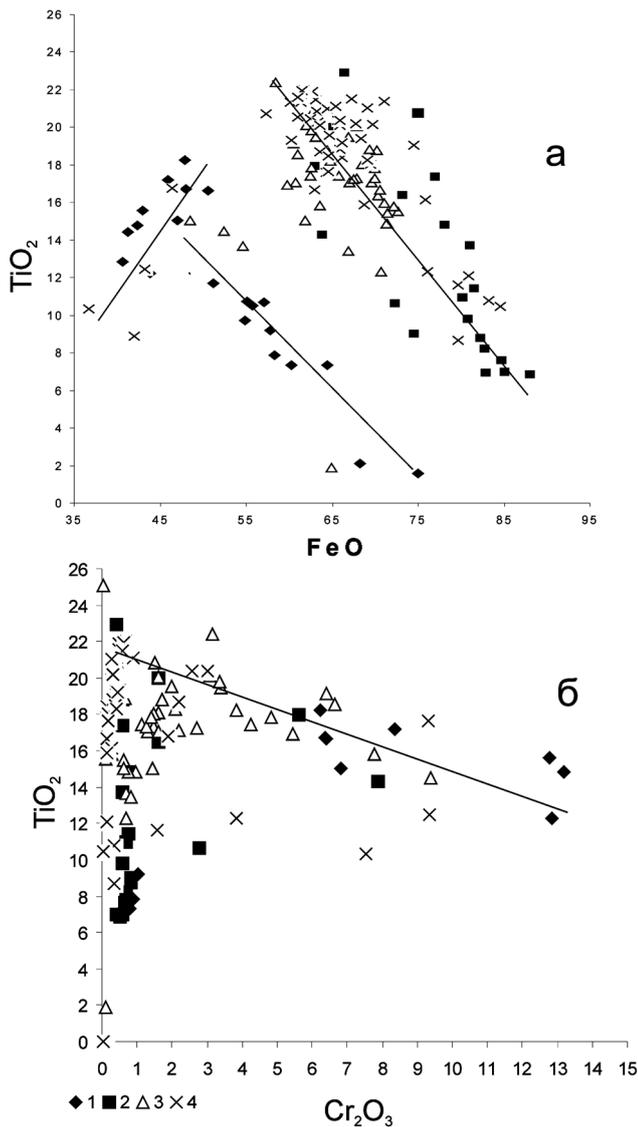


Рис. 7. Графики корреляций $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$ (а) и FeO--TiO_2 (б) в шпинелидах основной массы кимберлитовых пород.

1, 3 – кимберлитовые брекчии трубок Манчары (1), Удачная-Западная (3); 2, 4 – кимберлиты дайковых тел Восточно-Укукитского поля: сложнопостроенное тело – аномалия 181 (2), дайка – аномалия УУК-75 (4).

они представлены **Al-Ti-содержащими хромшпинелидами** (табл. 4) серии $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4\text{--Mg}_2\text{TiO}_4$. Исследованиями [6] установлено, что в кимберлитовых брекчиях алмазоносных трубок распространены разности богатые хромом, причем многие точки состава попадают в пределы поля состава хромитов, ассоциирующих с алмазами. В слабо алмазоносных и неалмазоносных трубках такие хромиты устанавливаются в единичных случаях или отсутствуют. Диаграммы распределения $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$; $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})\text{--Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (рис. 8) в микрокристаллических шпинелидах из

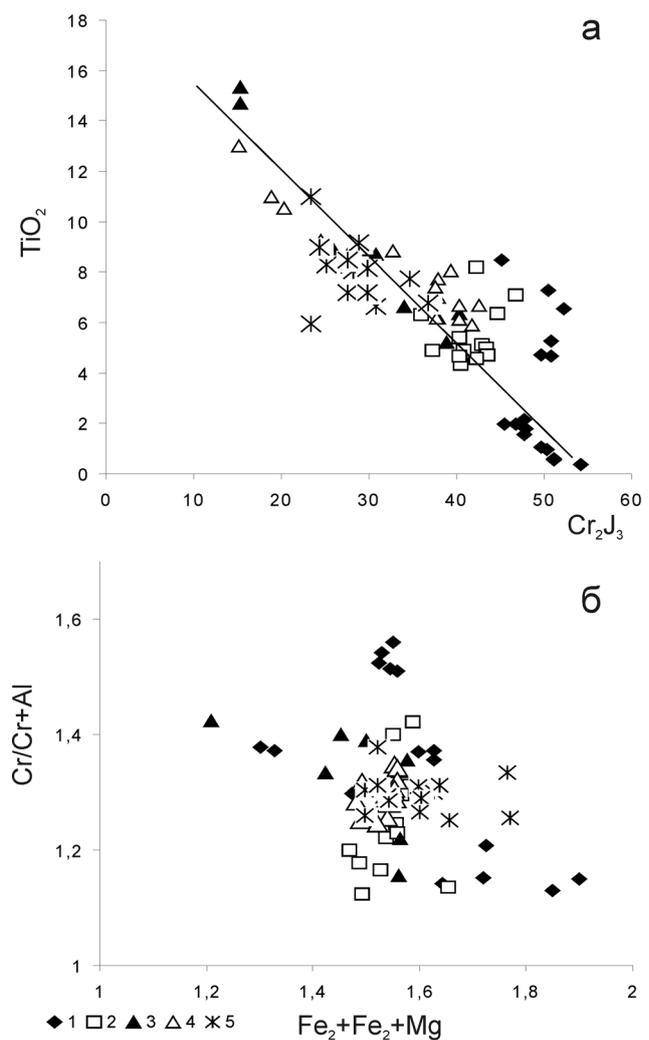


Рис. 8. Диаграммы распределения $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$ (а) и $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})\text{--Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (б) в хромшпинелидах.

1 – трубка Манчары; 2 – трубка Удачная-Западная; 3 – дайки Восточно-Укукитского поля; 4, 5 – дайка (4) и трубка (5) сложнопостроенной аномалии 181.

кимберлита трубки Манчары, алмазоносных кимберлитовых пород трубки Удачная-Западная и неалмазоносных слюдястых кимберлитов Восточно-Укукитского поля показали разно-образие их состава и определенные различия. Эволюционный тренд изменения состава шпинелей из кимберлитов, выполняющих неалмазоносные дайки и трубки Восточно-Укукитского поля, заключается в уменьшении содержаний Cr, Al, Mg, сопровождающихся повышением Fe^{2+} , Ti, Fe^{3+} . В алмазоносных трубках (Удачная-Западная) отмечено взаимосвязанное изменение содержания хрома и алюминия при низких содержаниях титана (рис. 8б).

Особенности состава хромшпинелидов проявляются также распределением соответствующих миналов. Для состава шпинелидов неал-

мазоносного кимберлита, выполняющего дайки и трубки Восточно-Укукитского поля, характерно высокое (до 30–50%) содержание магнетитового минала, присутствие магнезиоферрита и низкое (0–5%) – минала магнезиального хромита. В хромшпинелидах из алмазоносных кимберлитов трубки Удачная-Западная магнезиохромит составляет 20–30%. Такие составы характерны для ксенокристаллов хромшпинелидов, попавших в кимберлитовую магму вследствие дробления и дезинтеграции мантийных алмазоносных перидотитов [21]. По классификации В.К. Гаранина [5] они соответствуют составу среднехромистых пикрохромитов с высоким содержанием Cr_2O_3 (48.51–57.72), MgO (11.98–17.48), глинозема (5.87–12.91 Al_2O_3) и титана (0.29–4.16 TiO_2) (все в мас. %) и пикроферрохромитов. По данным автора, кристаллизация шпинелидов 2-й группы отражает физико-химические и термодинамические условия, характерные для алмазоносных кимберлитов. Шпинелиды 3-й группы (пикроферрохромиты) характерны для неалмазоносных кимберлитов. Их образование происходило при меньших термодинамических параметрах. Обобщенная схема последовательности кристаллизации микрокристаллических оксидов: хромшпинелид–хромсодержащий титаномагнетит (хромовая ульвошпинель) указывает на значительную глубину магматического очага.

По особенностям химического состава **самородной меди** выделяют 4 ее разновидности: беспримесную, цинкистую, оловянистую, оловянисто-цинкистую [7]. Морфологические и химические особенности самородной меди, наряду с характером твердо-фазовых преобразований растворов на основе меди, свидетельствуют о магматической природе значительной части ее индивидов. В кимберлитах трубки Манчары цинкистая самородная медь присутствует в составе тяжелой фракции и в матриксе. Ее химический состав определен на электронном микроскопе (аналитик С.К. Попова). Содержание Zn составляет 14.75–15.71%, Cu – 88.97–90.05%. О мантийной природе ранних медных фаз говорит их присутствие в ксенолитах неизмененных ультрабазитов, а также обнаружение самородной меди в алмазе совместно с цинксодержащим шпинелидом.

Среди минералов основной массы и тяжелой фракции широкое распространение имеют мелкие зерна **шорломита**. Исследования состава гранатов в других породах показывают, что гранаты, богатые андрадитовой составляющей, в качестве другого компонента чаще всего содержат гроссуляр. Эти два компонента образуют типичную грандитовую серию. Меланитовая и шорломитовая разности, как правило, характерны для весьма различных парагенезисов, но особенно часто они встречаются в щелочных изверженных породах типа нефелиновых сиенитов и в йолитах, а также в эффузивных аналогах этих пород.

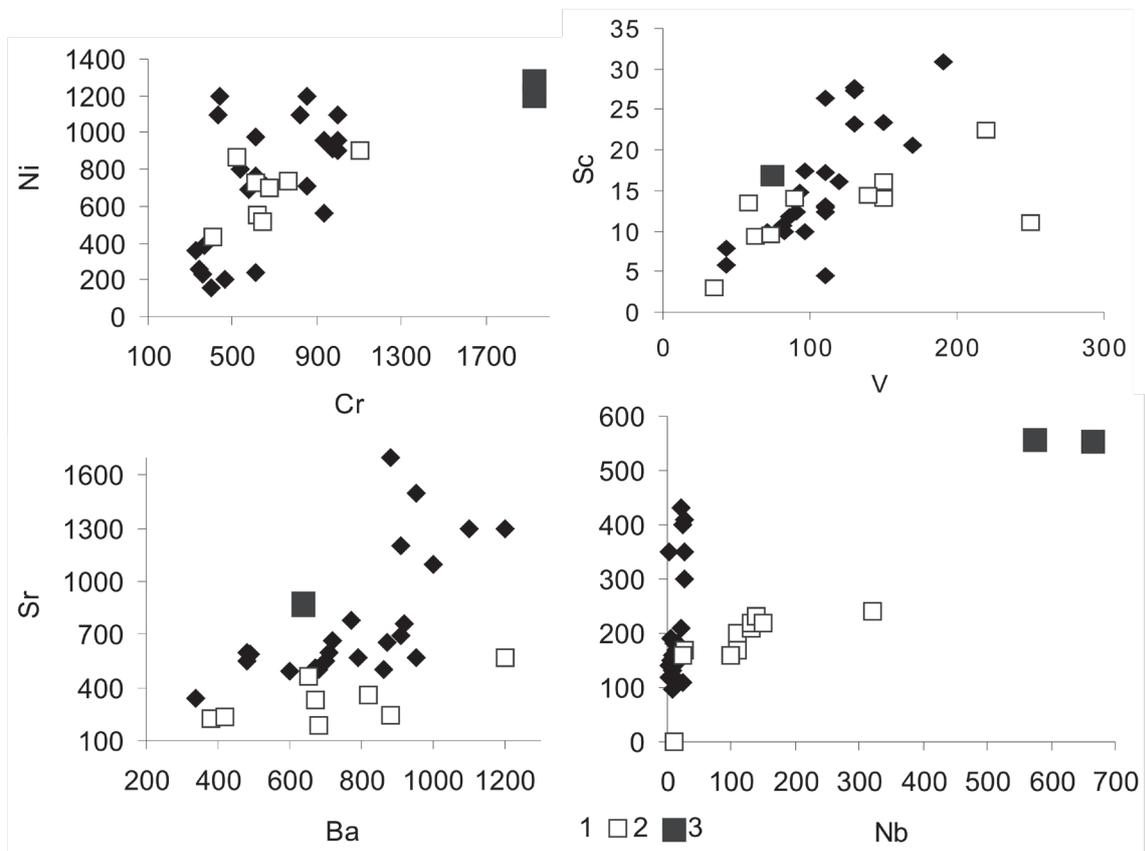
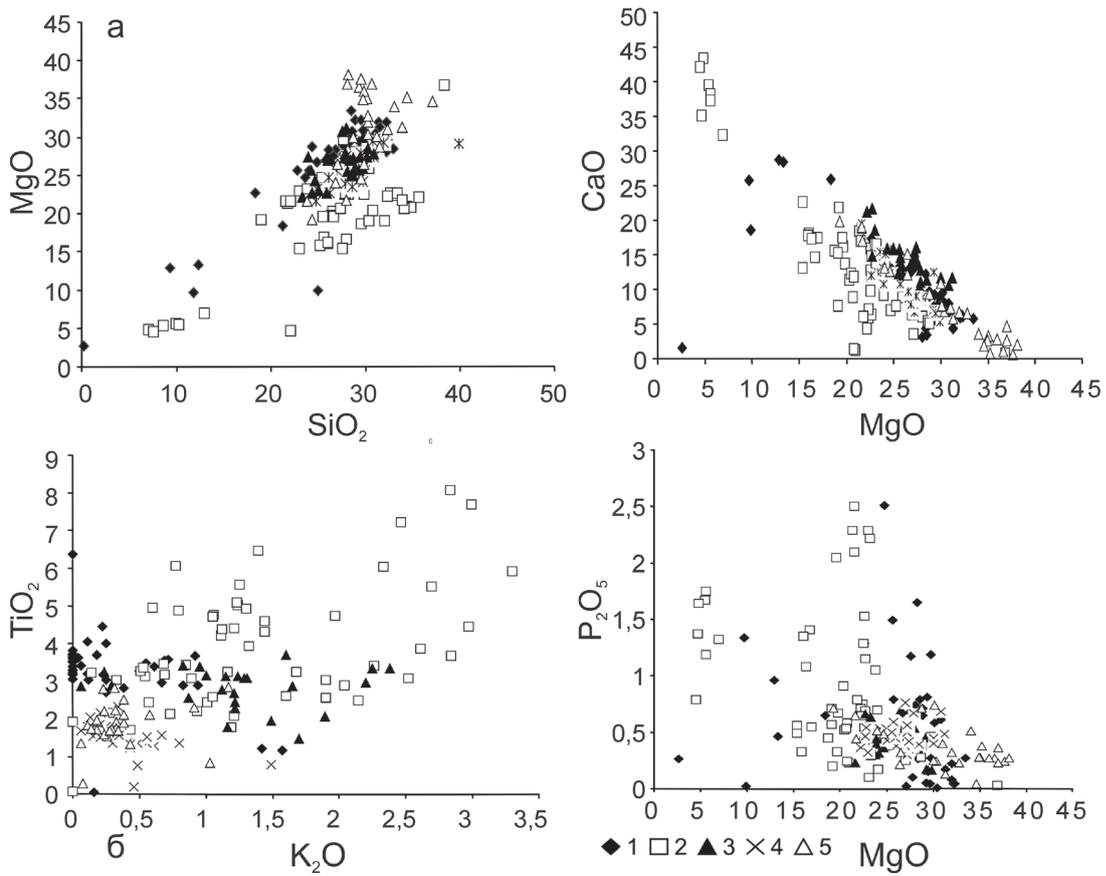
Петрохимические и геохимические особенности кимберлита

Химические особенности кимберлита трубки Манчары так же, как и других кимберлитовых тел Якутской кимберлитовой провинции, характеризуются переменным содержанием главных оксидов (табл. 7). Первичный состав породы отражают тренды прямой корреляции главных компонентов SiO_2 , MgO , H_2O , а также графики распределения $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ и $\text{P}_2\text{O}_5-\text{MgO}$.

Учитывая сходство минерального состава трубки Манчары с алмазоносными телами Далдынского кимберлитового поля, а по содержанию флогопита – с породами Восточно-Укукитского поля проведен сравнительный анализ их химического состава. (Рис. 9) На графике SiO_2-MgO фигуративные точки массивных кимберлитовых брекчий трубок Манчары, Дальняя, Удачная-Восточная образуют относительно компактное поле. Химический состав массивной кимберлитовой брекчий трубки Манчары характеризуется высоким содержанием MgO и низкими значениями FeO , CaO ; кимберлитовая брекчия трубки Сытыканская отличается высоким содержанием кремнезема. Особенности химического состава кимберлитовых пород анализируемых трубок характеризуют четкие тренды обратной корреляции $\text{MgO}-\text{CaO}$ (рис. 9а), что свидетельствует о постмагматической карбонатизации пород в процессе воздействия постмагматического флюида. Карбонатизированные породы на соответствующих графиках выделяются высоким содержанием карбонатной составляющей при минимальных значениях MgO , H_2O . В измененных кимберлитах трубки Манчары в два раза увеличивается содержание FeO , связанное с образованием вторичных рудных минералов: магнетита, лимонита, гетита. Диаграммы соотношений $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$, $\text{P}_2\text{O}_5-\text{MgO}$ показали широкие вариации содержаний K_2O (0–1.42), P_2O_5 (0.04–2.51 мас. %) и MgO в массивной кимберлитовой брекчий трубки Манчары.

Геохимические особенности массивной брекчий трубки Манчары определяются высоким содержанием **Cr, Ni, Zr, Nb, концентраторами которых служат** хромиты, сульфиды, самородное железо, циркон, циркелиты. Графики сравнения типоморфных элементов кимберлитов Укукитского поля и трубки Манчары показывают близкие значения соотношения Sr, Ba и Sc, V (рис. 9б).

Таким образом, сходство комплекса петрохимических показателей доказывает однотипность источников мантийного вещества для формирования массивных кимберлитовых брекчий с высоким содержанием пикроильменита, слагающих трубки различных частей ЯКП. Геохимические особенности кимберлита данной трубки свидетельствуют о вовлечении в процессы плавления субстрата земной коры.



Условия образования кимберлитов

По минеральному составу порфиновый слюдястый кимберлит трубки Манчары относится к лампрофировому ряду кимберлитовой формации. Характерной особенностью такого типа пород является присутствие крупных пластинок (макрокристов) флогопита и преимущественно слюдястый состав основной массы с высоким содержанием мелких зерен оксидных минералов. Такие кимберлиты распространены в Восточно-Укукитском поле. В Центральной субпровинции ЯКП они выполняют, как правило, единичные тела на фоне стандартных промышленно алмазоносных эруптивных брекчий с незначительным содержанием слюды. Например, дайка Полуночная, трубка Загадочная в Далдынском поле, трубка Искорка в Алакитском поле. По содержанию пикроильменита кимберлит данной трубки сопоставим с группой среднеалмазоносных кимберлитовых тел, расположенных в Далдынском и Алакитском кимберлитовых полях южной части Якутской кимберлитовой провинции. (Центральная субпровинция). Высокая частота встречаемости ксенокристаллов хромита сопоставима с таковым в алмазоносных брекчиях трубки Удачная-Западная.

Результаты изучения состава мантийных включений и макрокристов главных породообразующих минералов свидетельствуют, что кимберлитовая магма образовалась, по всей вероятности, путем частичного плавления предварительно метасоматически преобразованной породы оливин-флогопит-ильменитового состава. На архейских кратонах такие породы, как правило, залегают на глубинах 35–40 км в основании консолидированной коры, непосредственно на вершине мигрирующего к дневной поверхности купола диапира. В этом процессе на низкую степень плавления пород диапира указывают интенсивная резорбция мелких включений серпентинитов, взаимосвязи этих включений и крупных (макрокристов) минералов, а также отсутствие идиоморфных зерен оливина позднемагматического происхождения. Обозначенные особенности расплава обусловлены декомпрессионно-диссипативным механизмом его происхождения [20]. Максимальному плавлению подверглись пластинки флогопита, на что указывает присутствие округлых, удлиненных макрокристов и мелких идиоморфных пластинок более поздней слюды, образование ко-

торой происходило из остаточного расплава. Обращает на себя внимание низкая степень карбонатизации кимберлита. Это, возможно, связано с отсутствием ксенолитов осадочных пород и, следовательно, невысокой степенью проницаемости породы. Присутствие в основной массе породы кальциево-железистого граната – шорломита, барийсодержащего флогопита и циркелита не характерное для кимберлитов Центральной субпровинции, возможно связано с частичной ассимиляцией мигрировавшим кимберлитовым расплавом субстрата карбонатитового массива, заключенного в земной коре. По литературным данным, меланитовая и шорломитовая разновидности гранатов типоморфны для парагенезов щелочных пород. Подобный вывод хорошо согласуется с приведенными выше геофизическими данными о широком присутствии в земной коре Якутского погребенного поднятия многочисленных кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов (анклавы Заречный квадрат, кальдера Сотто).

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ЯАП (НОВЫЙ ФОРМАТ) КОМПЛЕКСОМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

В традиционном варианте (старый формат) до открытия трубки Манчары районирование ЯАП сводилось, по сути дела, к ее географическому делению на Северную (доминирует россыпная алмазоносность) и Южную (преобладает коренная алмазоносность) субпровинции в объеме Анабаро-Вилуйского междуречья. Открытие кимберлитовой трубки, в качестве легитимного представителя нового кимберлитового поля (Хомпу-Майское), приуроченного к сквозной (Норильск–Мыс Феклистова) рудоконтролирующей структуре, резко изменили это представление в пользу существования ещё одной субпровинции (Южной) в объеме Якутского архейского кратона. С учетом этого факта, новый формат ЯАП включает уже не две, а три субпровинции и охватывает не только Анабаро-Вилуйское междуречье (0.8 млн. км²), но и обширную территорию Алдано-Вилуйского водораздела (всего 1.2 млн. км²). Полная характеристика ЯАП в качестве трансконтинентального минерагенического таксона имеет следующий вид.

Северная субпровинция. Со стороны Арктического побережья рассматриваемая субпровинция ограничена “входящими углами” Уджинским и Маймеча-Котуйским, представляющими собой ав-

Рис. 9. Графики корреляции оксидов (а) и микроэлементов (б) в кимберлитовых породах трубок.

а: 1, 3–5 массивные кимберлитовые брекчии трубок Манчары (1), Дальняя (3) Удачная-Восточная (4), Сытыканская (5); 2 – кимберлитовые породы, выполняющие дайки и трубки Восточно-Укукитского поля. Все данные в мас. %.
б: 1, 2 – Восточно-Укукитское поле: кимберлиты, выполняющие дайки (1); кимберлитовые брекчии трубок (2); 3 – кимберлитовые породы трубки Манчары. Все данные в г/т.

тономные провинции (анклавы) редкометалльных карбонатитов. За пределами анклавов контур субпровинции ограничен в поперечном направлении траверсами (T_1 – T_3), имеющими максимальную для провинции протяженность (до 800 км). На современном этапе промышленного освоения ЯАП он, по сути дела, является крупной россыпной алмазонасной областью с неустановленными коренными источниками промышленного алмаза.

Центральная субпровинция. Этот таксон тесно сопряжен с полем сплошного развития траппов Тунгусской синеклизы. Все три образующие его траверса (T_4 – T_6) своими юго-западными хвостовыми окончаниями погружаются в подтрапповое плато синеклизы, а головными частями пересекают створ директрисы в полосе развития кембрийского барьерного рифа. Протяженность траверсов умеренная (400–500 км). Субпровинция обладает крупными, освоенными добывающей промышленностью коренными месторождениями алмаза на фоне незначительных проявлений россыпной алмазонасности.

Южная субпровинция. Данная субпровинция наращивает в юго-восточном направлении старый формат ЯАП еще на 900 км по азимуту 140° в.д. Она включает траверсы (T_7 – T_{11}), которые характеризуются наименьшей (до 200 км) протяженностью в сравнении с траверсами Центральной и Северной субпровинций. По этой причине вдоль створа директрисы D_0 с северо-запада на юго-восток наблюдается постепенное клиновидное сужение главного контура ЯАП (новый формат). Соответственно сокращается и число кратонов, участвующих в строении фундамента субпровинций и возрастает мощность их коры. В Северной субпровинции – это Анабарский и Оленекский крупноразмерные кратоны и Саппыйская кристаллическая глыба бассейна р. Уджа. Мощность коры изменяется от 40 до 45 км. Фундамент Центральной субпровинции образуют три менее крупных кратона (Айхальский, Тюнгский, Мало-Ботуобинский), консолидированные в общую сиалическую массу. Мощность ее коры 45–52 км (под пос. Айхал). В фундаменте Южной субпровинции находится всего лишь один кратон (Якутский) с максимальной мощностью сиалической коры до 62 км (станция Чагда). На этапе формирования платформенного чехла он был единственным из перечисленных кратонов, который вместил полный антидромный магматический ряд древней платформы. Именно поэтому, в контуре Якутского кратона наблюдается уникальное сочетание трех типовых таксонов ЯАП: а) головная часть ЯАП – преобладают трубчатые кимберлиты среднепалеозойского цикла; б) анклав “Заречный квадрат” – совмещенные кольцевые массивы карбонатитов рифейского и среднепалеозойского циклов; в) анклав “кальдера Сотто” – на внешней дуге кальдеры доминируют кольцевые массивы карбонатитов среднепалеозойского цикла, а в ее эпицентре на-

ходятся синхронные кимберлитовые трубки Хомпу-Майского поля. В приближенном виде оно объясняет отмеченные выше особенности нестандартного петрохимического состава порфировых пород трубки Манчары. Состав пород, заполняющих эту диаграмму, объединяет свойство продуктивных кимберлитов Центральной субпровинции (Хомпу-Майское поле и его местные аналоги), свойство неалмазонасных кимберлитов Северной субпровинции (анклав “Заречный квадрат”), свойство редкометалльных карбонатитов (анклав “кальдера Сотто”). Другой примечательной особенностью субпровинции является предполагаемое присутствие под сплошным терригенным покровом юрских отложений реликтов более древних палинологически датированных кластических толщ платформенного чехла (средний карбон, пермь, нерасчлененный пермо-триас, поздний триас). По условиям локализации и захоронения эти фрагменты могут рассматриваться в качестве информативных протоколлекторов несущих минералы-спутники алмаза и индикаторные минералы редкометалльных карбонатитов. Рассмотренные особенности геологического строения Якутского погребенного поднятия свидетельствуют о том, что Южная субпровинция, в принципе, может сочетать в себе уникальность коренной алмазонасности центральной части с богатством россыпной алмазонасности северной части ЯАП.

В принятой схеме структурно-минерагенического районирования Южная субпровинция отнесена к головной части ЯАП. Это сделано по двум причинам. Во-первых, по мере продвижения от Центральной субпровинции в сторону Северного Ледовитого океана наблюдается ступенчатое (по линиям траверсов) омоложение геологического возраста проявлений щелочно-ультраосновного магматизма (от среднепалеозойского до позднепалеозойского). Учитывая эту тенденцию, можно предположить, что на территории Якутского погребенного поднятия, наряду с типовыми среднепалеозойскими (D_3 – S_1 , трубка Манчары и ее аналоги), могут также присутствовать и более ранние инициальные диаграммы среднего-раннего девона и даже позднего силура. Предполагаемое, более раннее начало кимберлитового магматизма связано со стадией преобразования платформенной плиты кратона в региональный свод в конце каледонского этапа развития структуры древней платформы. Во-вторых, центробежная (по отношению к ядру Сибирской платформы) миграция фронта магматического процесса подчеркивает конфокальное (по Циркум-Конфокальному тренду) внутреннее устройство самой провинции. В плане ЯАП имеет форму обширного клина, вершина которого проникает в контур Якутского погребенного поднятия (ЯПП), а основание совмещено с арктическим побережьем континента. Боковыми сторонами клина служат “радиусы” Циркум-Конфокальной системы. Подобное устройство до-

статочно уверенно увязывается с представлением о вентральной лопасти Палео-Сибирского суперплюма, стартовавшего из мантии Якутского погребенного поднятия в раннем докембрии и претерпевшего фазы тектоно-магматической активизации в позднем протерозое, среднем палеозое и позднем мезозое.

В настоящее время ЯПП привлекает внимание специалистов не только как центр зарождения магматической системы континентального масштаба, но и как территория, тесно сопряженная со строящейся железной дорогой Томмот–Якутск. Линия дороги практически совпадает со створом геораздела Атлантика–Пацифик. В ранге потенциально рудоносного суперпояса Западно-Якутский Риф [18] он соединяет узлы концентрации наиболее дефицитных видов минерального сырья, локализованные как в кристаллическом фундаменте (металлоносные расслоенные абиссолиты-гиганты типа Садбери и Великой Дайки Родезии), так и в платформенном чехле (редкометалльные карбонаты типа кластер Менд, продуктивные кимберлиты Хомпу-Майского типа, апатитоносные нефелиновые сиениты типа Хибин). Подобные территории за рубежом (Западная Канада, Западная Австралия, Южная Африка) относят к “Коридорам Надежды”, которые специалисты кладут в основу планирования развития всей транспортно-энергетической инфраструктуры и добывающей промышленности на многие десятилетия вперед. По мнению авторов, наступило время создания собственного “Коридора Надежды” и в окрестностях столицы Республики Саха (Якутия) адаптированного к створу строящейся железной дороги. Для реализации этого мегапроекта в качестве пускового механизма необходимо применить разработанный оптимизированный комплекс ППР по уже обозначенным геолого-промышленным типам оруденения.

ВЫВОДЫ

1. Проведенный анализ накопленных геолого-геофизических данных показал, что под мезозойским терригенным покровом на территории ЯПП развит полный антидромный ряд среднепалеозойского тектоно-магматического цикла (долеритовая→трахидолеритовая→кольцевых ЩУК→нефелиновых сиенитов→кимберлитовая формации).

2. Пространственное размещение формационных представителей этого ряда изначально нормировано тремя трендами тектонической делимости (Атлантический, Гиперборейский, Циркум-Конфокальный). Из них определяющее значение для локализации потенциально продуктивных кимберлитов в масштабе ЯАП имеет второй тренд, который своими поперечными элементами делит ее на три субпровинции (Северная, Центральная,

Южная). В свою очередь, первый и третий тренды контролируют размещение разнообразных ЩУК, включая редкометалльные карбонатиты на уровне анклавов ЯАП (Уджинский входящий угол – Северная субпровинция, Заречный квадрат и кальдера Сотто – Южная субпровинция).

3. Вещественный состав кимберлитов трубки Манчары (Южная субпровинция) отражает воздействие на их расплав субстрата карбонатитовых ЩУК, локализованных в нижних горизонтах платформенного чехла (кластер Менд анклава “кальдера Сотто”).

4. Внутренняя структура размещения сообщества кимберлитов и родственных им щелочно-ультраосновных магматитов обладает сквозным свойством фрактала в объеме Циркум-Конфокального тренда. Все представители сводного рангового ряда (одиночная диатрема–куст диатрем–кимберлитовое поле–рудно-магматический район (тектоноконцентр)–кимберлитовая провинция) подчинены симметрии центрального типа, как в плановой проекции (вентральная лопасть суперплюма), так и по вертикали (система вложенных одна в другую “воронок”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухова З.А. Автолитовые кимберлитовые брекчии Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1990. 218 с.
2. Алтухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. 2006. № 2. С. 34–64.
3. Алтухова З.А., Зайцев А.И. Фациальные особенности и возраст магматических пород Восточно-Укукитского поля (Якутия) // Система коренной источник–россыпь: мат-лы конференции к 100-летию И.С. Рожкова, Ю.Н. Трушкова, П.И. Мельникова и 60-летию Якутского филиала АН СССР. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 27–37.
4. Андреев А.П., Бекренев К.А., Мишин В.М., Михайлова Т.Е. Новые данные о подюрских терригенных образованиях Якутского погребенного поднятия. // Система коренной источник–россыпь: мат-лы конференции к 100-летию И.С. Рожкова, Ю.Н. Трушкова, П.И. Мельникова и 60-летию Якутского филиала АН СССР. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 17–20.
5. Архангельская алмазоносная провинция. М.: МГУ, 2000. 521 с.
6. Геология и генезис алмазных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1989. 424 с.
7. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокончук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.
8. Истомина И.Н. Прогноз рудоносных интрузий в чехле и фундаменте восточной части Сибирской платформы (по геолого-геофизическим данным). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин.наук. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2005. 26 с.
9. Истомина И.Н., Мишин В.М. Перспективы поисков месторождений ниобия и редких земель в Центральной Якутии // Вестник Госкомгеология РС (Я).

- Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я). 2003. № 2 (5). С. 64–76.
10. *Кочемасов Г.Г.* Волновая сравнительная планетология и воплощение ее теорем в структурах Земли // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. Новосибирск: СО РАН, 2004. С. 266–269.
 11. *Красный Л.И.* Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связанная с ними минералогия // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 23–28.
 12. *Мишнин В.М.* Главная фигура аппроксимации полного ареала размещения кимберлитов и родственных им пород востока Сибирской платформы // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный: Мирнинская типография, 1998. С. 274–277.
 13. *Мишнин В.М.* Главная геоструктурная триада и нелинейная металлогения Якутии // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2004. № 1. С. 21–33.
 14. *Мишнин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болознев В.И.* Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и металлогении. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 300 с.
 15. *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Геораздел Атлантика–Пацифик: главный тренд промышленно-алмазоносных таксонов большой линейной протяженности (на примере Западно-Якутского региона и его обрамления) // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 132–149.
 16. *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Рудоносные телескопированные тектоноконцентры – серийные представители глобальных фидерных радиальных структур // Вестник Госкомгеологии РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я). 2005. № 1 (7). С. 3–18.
 17. *Мишнин В.М., Истомин И.Н.* Новые промышленные типы высококонцентрированного оруденения в глубинных структурах Якутии (Методика геолого-геофизического изучения и прогнозной оценки) // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса РС (Я): мат-лы научно-производственной геологической конференции. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2002. С. 89–92.
 18. *Мишнин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С.* Перспективы глубинного изучения потенциального рудоносного суперкомплекса “Западно-Якутский Риф” (кумулятивные хромиты, сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами, стратиформные свинец и цинк, алмазоносные кимберлиты, концентрированные углеводороды, фтанитовые фосфориты) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: ВГУ, 2003. С. 323–325.
 19. *Спеццус З.В., Серенко В.П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
 20. *Шкодзинский В.С.* Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.
 21. *Foley P.S.* The Oxidation State of Lamproitic Magmas // *Miner. Petrographische Mitteilungen*. 1985. № 34. P. 217–238.
 22. *Mitchell R.H.* Kimberlites, Orangeites and Related rocks // Plenum. Publications Inc. New York, 1995. 398 p.
 23. *Shoji A.* Pressure-temperature dependent compositional variation of phlogopitic micas in upper mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 87. P. 260–264.

Рецензент И.И. Чайковский

New geophysical approach to mineragenic zoning of Siberian Platform and prospect of the diamond-bearing of Yakut buried uplift

V. M. Michnin*, A. P. Andreev*, K. A. Bekrenev*, Z. A. Altukhova**

*Central search-surveying expedition of “Yakutskgeology”

**Institute of Geology of Diamond and Noble Metals, Siberian branch of RAS

The new information about magmatic formations installed in the crystalline basement and Vendian-Cambrian carbonate structural stage overlain with transgressive unconformity by Mesozoic terrigenous deposits is presented in the article. The conditions of pre-Jurassic igneous rocks localization, the structural position, geological and geophysical characteristics and material composition of magmatites, the prospects for further study by a complex of geological and geophysical methods which were developed by authors are considered. The use of the mentioned methods led to the discovery on Oct. 23, 2007 the first kimberlite body (tube Manchaary) in the territory of Yakut buried uplift into the previously predicted ore field circuit (Hompu-The May).

Key words: *Yakutsk diamond province, Southern subprovince, Yakut craton, minerogenetic forecast, vacant ore-bearing cell, optimized set of predicted works, kimberlites, tectono-magmatic cycle.*