

## Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопроисковыми работами

Приведена краткая характеристика геолого-тектонического строения и особенностей развития Сибирской платформы (СП) начиная от архея и заканчивая формированием четвертичных отложений. Особое внимание уделено перспективным на поиски алмазных месторождений верхнепалеозойским и мезозойским терригенным толщам основных алмазоносных районов СП. Показано, что в разрезе платформенного чехла отчетливо выделяются пять крупных литолого-фациальных комплексов, разделённых региональными несогласиями: венд-нижнесилурийский, среднепалеозойский (девон-нижнекаменноугольный), верхнепалеозойский-нижнемезозойский, мезозойский-третичный и четвертичный. Магматические образования представлены основными (траппы) и щёлочно-ультраосновными (кимберлиты, карбонатиты) группами пород.

*Ключевые слова:* Сибирская платформа, алмазоносные районы, структурно-формационные зоны.

ЗИНЧУК НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, nnzinchuk@rambler.ru

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный

## The geological-tectonic structure and specific development of the Siberian platform in the context of the diamond prospecting

N. N. ZINCHUK

West-Yakutian Scientific Center (WYSC) of the Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Mirny

A brief description is presented of the geological and tectonic structure and peculiarities of the development of the Siberian Platform (SP), beginning from the Archean and ending by the formation of Quaternary deposits. Particular attention is given to the Upper Paleozoic and Mesozoic terrigenous sequences of the main diamond-bearing regions of the SP, that are promising for prospecting of diamond deposits. It is shown that five large lithological-facial complexes separated by regional unconformities are clearly distinguished in the platform cover section: the Vendian-Lower Silurian, Middle Paleozoic (Devonian-Lower Carboniferous), Upper Paleozoic-Lower Mesozoic, Mesozoic-Tertiary, and Quaternary ones. Igneous formations are represented by the basic (traps) and alkaline-ultra-basic (kimberlites, carbonatites) groups of rocks.

*Key words:* Siberian platform, diamond-bearing regions, structural-formational zones.

**Введение.** В настоящее время фонд легко открываемых коренных месторождений алмазов на древних платформах мира практически исчерпан и поиски переместились на площади, где кимберлитовые трубки перекрыты разнофациальными толщами терригенных отложений, зачастую интродуцированными телами долеритовых и базитовых даек [1–5, 33–35]. В таких сложных ландшафтно-геологических условиях эффективность поисков кимберлитовых трубок традиционными шлихо-минералогическим (ШММП) и геофизическими методами (ГМП) довольно низка. Опыт поисков алмазоносных трубок на закрытых пло-

щадях в пределах основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП) показал, что зачастую эти трубки слабо магнитны или совсем немагнитны (трубки Ботубинская, Нюрбинская, Интернациональная, имени XXIII съезда КПСС и др.), а ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) либо отсутствуют, либо неоднократно перекрыты и переотложены в бассейновые фации перекрывающих терригенных отложений [6–8, 10, 13, 30–32]. Всё это еще более усложняет их прогнозирование и поиски. Поэтому в этой ситуации перед геологами и учёными стоят важные задачи разработки особых подходов

к прогнозированию и поискам коренных месторождений алмазов в уже освоенных алмазодобывающей промышленностью районах, а также выделению перспективных площадей на обнаружение новых кимберлитовых полей и алмазоносных диатрем в их пределах. При решении этой задачи на первый план выступают геолого-тектонические аспекты прогнозирования, освещённые в многочисленных работах, в том числе и в изданиях последних лет [9, 11, 12, 24–28, 36–39]. Выполняемые построения обычно базируются на большом фактическом материале, полученном в процессе геофизических исследований, а также на анализе петрологических и вещественно-геохимических данных о строении земной коры и верхней мантии.

**Фактический материал, результаты исследований и их интерпретация.** Разновозрастные коренные источники алмазов открыты на Африканской, Сибирской, Австралийской, Восточно-Европейской, Китайской, Индийской, Северо-Американской и Южно-Американской платформах, свидетельствуя о планетарном проявлении кимберлитового магматизма [1–3, 14–17, 38–40]. Большинство исследователей этой проблемы считают, что кимберлиты приурочены к древним платформам мира. Алмазоносные кимберлиты независимо от возраста внедрения проявляются в архейских кратонах с древним фундаментом, что получило название «правила Клиффорда» [41] (названо по фамилии учёного, установившего эту закономерность для Африканской платформы). Указанное «правило» разными исследователями в применении к древним платформам трактуется неодинаково, что объясняется главным образом неоднозначностью понимания термина «кратон», под которым в «правиле Клиффорда» понимается не весь кристаллический фундамент древней платформы, а только некоторые его участки древнейшей консолидации. Поэтому не всегда ясно, какую возрастную границу следует считать минимальной для выделения кратонов. Целесообразно по совокупности структурных и вещественных факторов выделять центральные и периферические зоны древних платформ [34–37, 42–44]. С последними обычно связывают лампроиты Австралии, кимберлиты Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции (ААП), северные поля Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП). Эта зональность выражается в падении алмазоносности, увеличении доли кристаллов эклоги-

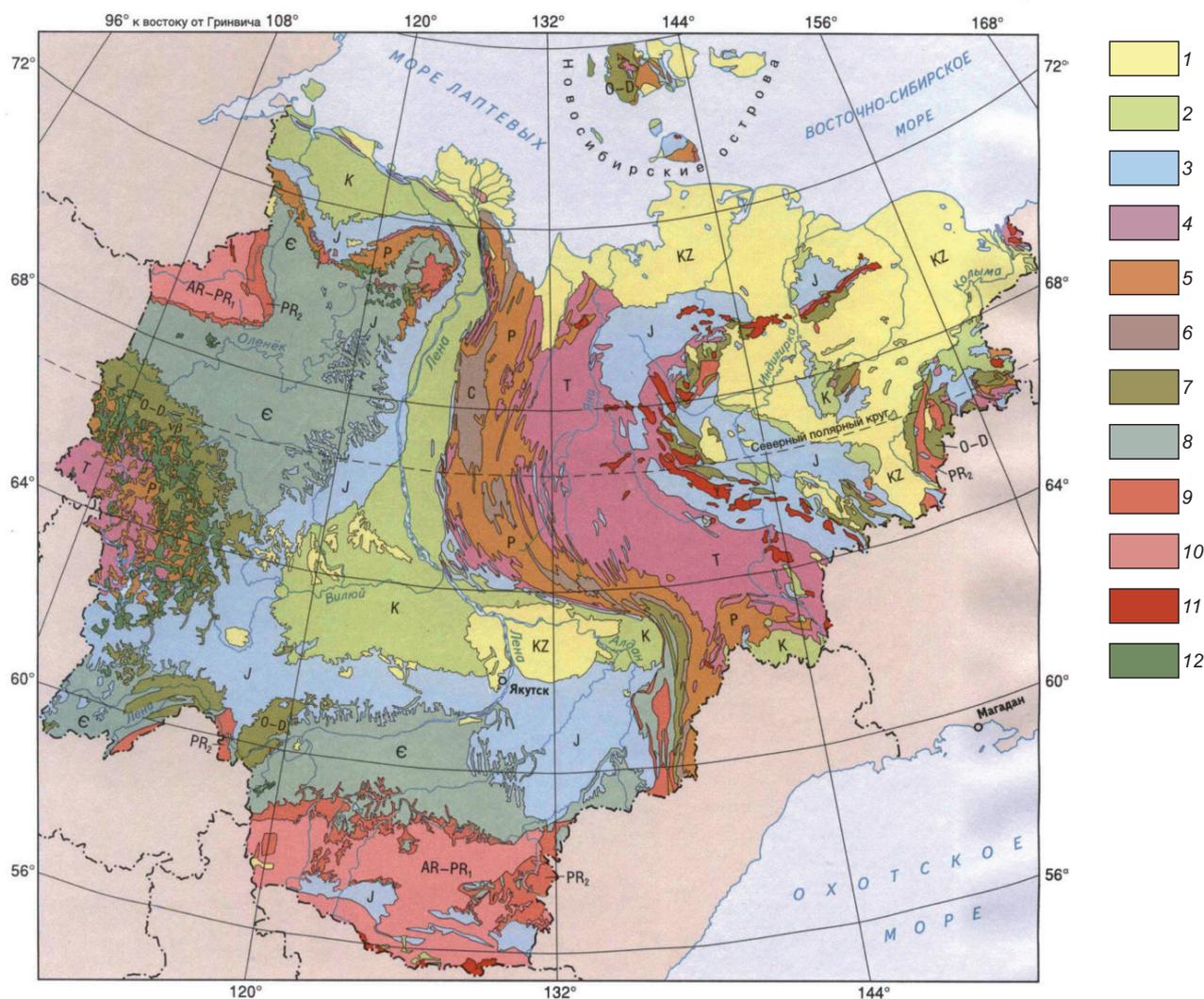
тового парагенезиса, уменьшении возраста кимберлитовых тел и их размеров, увеличении интенсивности мантийного магматизма [3, 18–21]. На окраинах алмазоносных провинций обычно более широко развиты дайки и силлы кимберлитов. Наблюдаемая зональность провинций по уровню продуктивности объясняется палеозональностью тепловых полей в подкоровом пространстве литосферы и зональностью алмазоносности исходного мантийного субстрата [1–3, 32, 42–44].

В последние годы в отношении отдельных этапов докембрийского периода геологического развития земной коры древних платформ многими исследователями пересмотрены некоторые представления о строении их кристаллического фундамента [8, 10, 13, 22–34, 42–44]. Поскольку возраст трубчатых коровых ксенолитов СП не превышает 3,1–3,2 млрд лет, то многими исследователями делается вывод, что начало формирования континентальной коры основных районов кимберлитового магматизма относится к данному периоду, то есть по существу это не подтверждает наличие на таких территориях реликтов первичной катархейской коры. Архейская континентальная кора СП входила в состав суперконтинента Пангея-0, который в начале раннего протерозоя раскололся на многочисленные плиты – торрейны вместе с деплетированной верхней мантией мощностью 150–200 км [33–35, 42, 44]. Торрейны, по мнению многих исследователей [38–40, 41, 43], являются фрагментами более крупных тектонических образований: кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, пластин океанической коры (офиолиты), внутриокеанических структур различного типа и островных дуг. Все эти геолого-тектонические образования в прошлом находились на расстоянии в сотни и тысячи километров от мест современного нахождения и, возможно, относительно друг от друга и ближайших кратонов [40–43]. По О. М. Розену с соавторами [36], террейны – это площадные элементы структуры, которые первоначально развивались независимо друг от друга, как изолированные микроконтиненты и притом в разное геологическое время. Разделяющие их зоны разломов обнаруживают признаки тектонического сдвигания и надвигания, свойственные зонам столкновения («коллизии континентальных масс»). Что касается кристаллического фундамента СП, то общность простирающихся его элементарных структур, по геофизическим данным [38–40, 44], никак не позволяет

предполагать, что он составлен из отдельных микроплит, развивающихся независимо друг от друга и в разное геологическое время. Составленные в прошлом по «фиксистскому» принципу схемы тектонического строения кристаллического фундамента как раз основываются на факте подобия и непрерывности его структуры.

Формирование *Сибирской платформы* относят к архею–началу протерозоя [29, 30, 32, 33, 42–44]. В осадочном чехле СП выделяются (рис. 1) верхнепротерозойские и фанерозойские образования

[21–23, 25, 26, 33–38]. Наиболее интересными в плане поисков алмазных месторождений являются части СП, относящиеся к современной территории Якутии в междуречьях Лены и Вилюй (см. рис. 1). Современные границы платформы подчёркиваются разновозрастными краевыми прогибами и швами. Так, северная граница СП проходит по средней части Пясинской впадины, где под полого залегающим чехлом мезозойско-кайнозойских отложений через Предтаймырский прогиб платформа смыкается с Таймырской складчатой



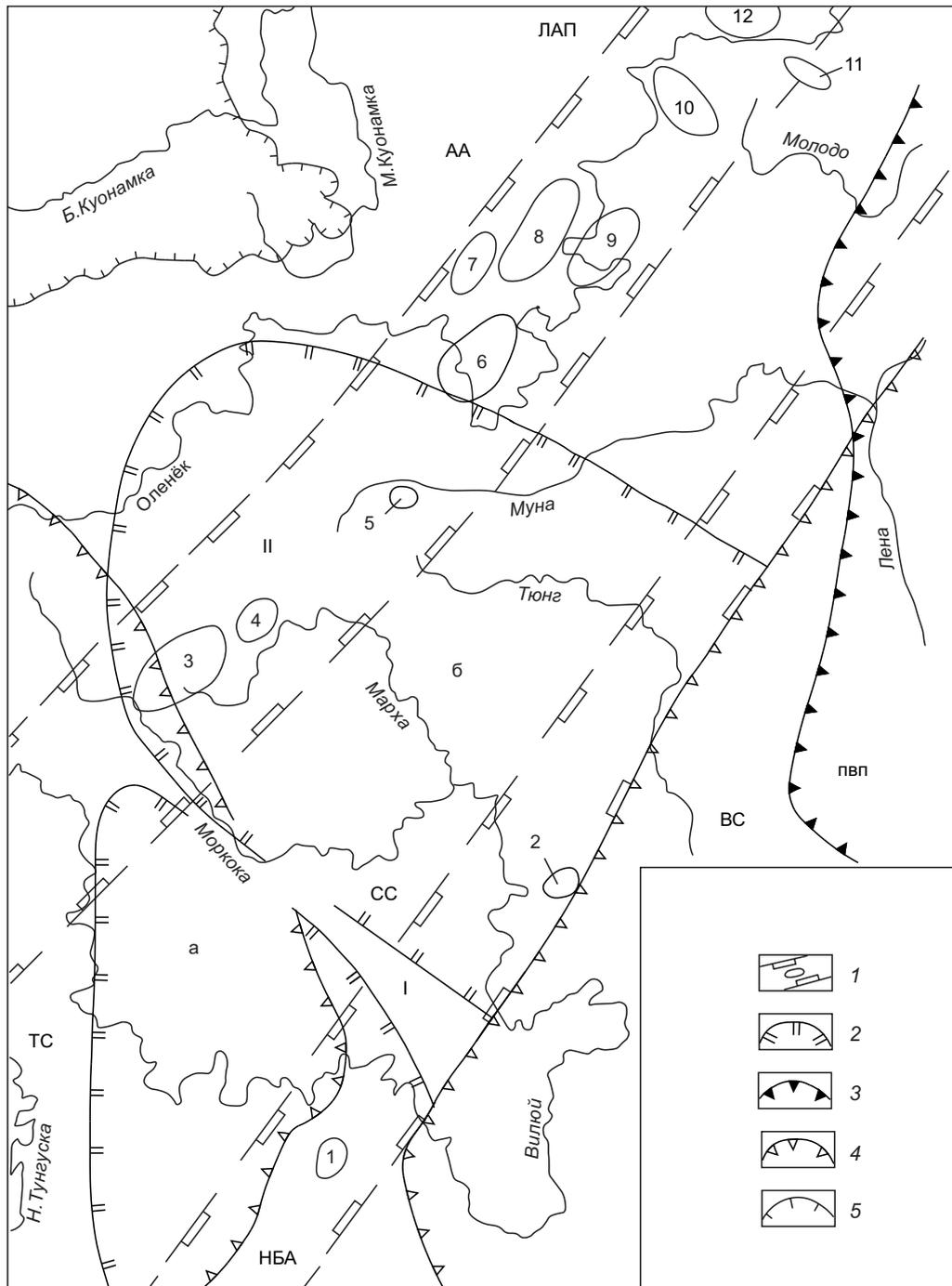
**Рис. 1. Схематическая геологическая карта Якутии:**

образования: 1 – кайнозойские (KZ), 2–4 – мезозойские: 2 – меловые (K), 3 – юрские (J), 4 – триасовые (T), 5–8 – палеозойские: 5 – пермские (P), 6 – каменноугольные (C), 7 – ордовикские, силурийские, девонские (O-D), 8 – кембрийские (E), 9 – верхнепротерозойские (PR<sub>2</sub>), 10 – архей-нижнепротерозойские (AR-PR<sub>1</sub>); 11 – мезозойские гранитоиды (γ); 12 – интрузивные траппы возрастом 250 млн лет (vβ)

областью. Далее СП оконтуривается Лено-Анабарским прогибом, окаймляющим с юга затухающую ветвь мезозойских складчатых структур кряжей Прончищева, Оленёкского и Усть-Оленёкского. На востоке вдоль Предверхоанского прогиба СП граничит с мезозойскими структурами Верхоянской складчатой зоны. На южном склоне Алданской антеклизы сочленение с СП проходит по краевому шву. На юго-востоке, юго-западе и юге СП соприкасается по зонам крупных разломов с протерозойскими Джугджуро-Становой, Байкальской и Восточно-Саяно-Енисейской складчатыми областями [32, 36–40]. Западная граница СП прослеживается восточнее р. Енисей, по территории Туруханских складок и Енисейского кряжа. СП представляет собой обширную плиту, осложнённую рядом положительных и отрицательных структур (рис. 2). Основными тектоническими элементами СП являются антеклизы, седловины, поднятия, синеклизы, прогибы и впадины, чётко прослеживаемые и в пределах отдельных алмазоносных районов (рис. 3). Прогибы и впадины активно развивались в течение продолжительного времени. В отличие от этого, антеклизы, седловины и поднятия формировались как пассивные образования СП, возникшие в связи с прогибанием синеклиз, прогибов и впадин. Главными среди структур платформы выделяются Алданская, Анабарская, Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы, представляющие собой обширные структуры с пологими крыльями. Заложение этих структур относится к начальным стадиям формирования СП [32, 39, 40]. На юге платформы в протерозое в пределах Байкитской геосинклинали заложилась система крупных разломов северо-восточного простирания и связанных с ними прогибов (авлакогенов), которые разделили эту часть платформы на два блока, развивающихся на протяжении всей фанерозойской истории становления: Тунгусско-Анабарский и Лено-Алданский [42–44].

Согласно современным представлениям, кристаллический фундамент СП является результатом раннепротерозойской аккреции террейнов [8, 32, 40]. Каждый из террейнов-обломков Пангеи-0 сложен характерным ему набором метаморфических комплексов и интрузивных магматитов. В одних террейнах присутствуют указанные образования всех тектоно-метаморфических этапов (начиная с катархея и заканчивая верхним археем), в других – образования только нижнего

(3,5–3,0 млрд лет) и верхнего (3,0–2,5 млрд лет) архея. Наиболее распространены террейны с возрастом метаморфитов около 3,0 млрд лет [33, 41, 44]. Полная консолидация Пангеи-0 произошла в интервале времени от 3,0 до 2,5 млрд лет, хотя восстановить общую внутреннюю структуру «мозаики», сложенную из отдельных террейнов, практически между собой не контактировавших, в настоящее время невозможно. Поэтому достоверность схем тектонического районирования, составленных исследователями ранее методом протягивания единых метаморфических серий через всю платформу (в основном по картам аномального магнитного поля), с точки зрения террейновых представлений вызывает много вопросов [41, 43]. По магнитным картам (в сочетании с аналогичными построениями наблюденного гравитационного поля) можно изобразить внутреннюю структуру того или иного террейна, но возникает при этом проблема в отыскании границ между террейнами, не всегда совпадающими с общим субмеридиональным простиранием аномалий. Преобладание общих простираний и создаёт иллюзию единства фундамента, что сложно объяснить с позиций террейновых построений [4, 32, 34–38]. Для СП эта идея нашла подтверждение в результате непосредственного изучения метаморфических комплексов, обнажающихся на Алдано-Становом и Анабарском щитах [29, 30, 32–35, 42–44]. Наиболее полные фактические данные имеются по Алдано-Становому щиту (АСЩ), состоящему из террейнов, сложенных катархейско-архейскими вещественно-тектоническими комплексами, переработанными (а иногда и непереработанными) раннепротерозойскими коллизиями [16, 44]. На юге АСЩ граничит с Монголо-Охотским поясом, на западе – с рифейскими и раннепротерозойскими структурами Байкальской складчатой области. На севере и северо-востоке АСЩ полого погружается под отложения рифея, венда и палеозоя. Состоит щит из двух составных террейнов (южного – Станового и северного – Алданского), разделённых широкой шовной зоной тектонического меланжа. Мегаблоки различаются между собой по многим характеристикам, самой отчётливой из которых является различие в ориентировке складчатости: субмеридиональной у Алданского и субширотной у Станового мегаблоков. В свою очередь, Алданский мегаблок разделяется на несколько террейнов – Западно-, Централно- и Восточно-Алданский, а также Батомгский.



**Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Якутской кимберлитовой провинции. По Ф. Ф. Брахфогелю, с дополнениями автора:**

1 – минерагенические зоны: I – Вилюйско-Мархинская, II – Далдыно-Оленёкская; 2 – архейские кратоны: а – Ботубинский, б – Тюнгский; 3–5 – границы: 3 – прогибов (ПВП – Предверхоаянский, ЛАП – Лено-Анабарский), 4 – синеклиз (ВС – Вилюйская, ТС – Тунгусская) и антеклиз (НБА – Непско-Ботубинская, АА – Анабарская) и Сюгджерской седловины, 5 – выходов кристаллических пород фундамента на поверхность; кимберлитовые поля: 1 – Мирнинское, 2 – Накынское, 3 – Алакит-Мархинское, 4 – Далдынское, 5 – Мунское, 6 – Чомурдахское, 7 – Западно-Укукитское, 8 – Восточно-Укукитское, 9 – Огонер-Юряхское, 10 – Мерчимденское, 11 – Толоупское, 12 – Куойкское



Рис. 3. Геолого-структурная схема центральной части Малоботубинского алмазоносного района Сибирской платформы:

1 – континентальные отложения нижней юры; 2 – туфогенные породы нижнего триаса; 3 – терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя; 4 – траппы; 5 – трубки кимберлитовых (имеют собственные названия) и трапповых (с цифровыми обозначениями) пород; 6 – разломы: а – региональные, проявляющиеся в изолиниях магнитного поля (I – Западный, II – Центральный, III – Параллельный, IV – Восточный), б – оперяющие

Западно-Алданский террейн – это типичная гранит-зеленокаменная область, сложенная гнейсами двух возрастных групп (возрастом около 3235 и 3212 млн лет), что укладывается в возрастной интервал от раннего до позднего архея [32, 44]. Обширные полосы гнейсов и гранитов субмеридионального направления включают сравнительно узкие (до 20 км) и протяжённые (до 100 км) зеленокаменные пояса, относящиеся к двум возрастным генерациям. Олондинский и Тасмиелинский пояса центральной части блока имеют позднеархейский возраст (2970–3006 млн лет). Для Тунгурского пояса, расположенного в восточной части блока, получены [40, 44] раннеархейские значения возрастов (3232–3250 млн лет). Зеленокаменные пояса олондинского типа являются вулканическими полимодальными, в которых преобладают базальты и коматииты, но иногда встречаются андезиты, кислые вулканыты и вулканогенно-кластические породы. Тасмиелинский и Тунгурской пояса сложены вулканогенно-терригенными толщами: первые с полимодальной вулканической ассоциацией, вторые с вулканиитами основного и ультраосновного состава. Среди плутонических образований Западно-Алданского террейна преобладают гранитоиды, возраст которых колеблется в диапазоне от 2984 до 2608 млн лет (поздний архей). Основная масса континентальной коры нижнепротерозойской платформы в пределах Олёкминского блока образовалась в раннем–позднем архее, а катархейское гнейсовое основание в пределах этого блока неизвестно [32, 34–38]. Не исключено, что отдельные участки катархейской коры сохранились в реликтовом состоянии под средневерхнеархейскими вулканиитами. В раннем протерозое в пределах Олёкминского блока произошло формирование Удоканского и других более мелких эпикратонных прогибов. Время формирования пород удоканской серии около 2180 млн лет, а возраст их зеленосланцевого метаморфизма – около 1950 млн лет. С растяжением континентальной литосферы (с проявлением континентального рифтогенеза) связан магматизм, проявившийся в интервале 1,85–1,73 млрд лет: мафит-ультрамафитовая Чинейская интрузия, Укдускинский массив флогопитовых пироксенитов, лампроитов и др. [34–38, 41, 43].

Между Западно-Алданским и Центрально-Алданским террейнами выделяется Амгинская зона тектонического меланжа шириной до 70 км, представляющая собой систему чешуйчатых надвигов,

наклонённых на восток [4]. В западной её части породы инфракрустального комплекса представлены гранулитовыми гнейсами раннеархейского возраста, выходящими на поверхность в аллохтонах. Оломokitская антиклиналь отмечает фронт раннепротерозойской коллизии, о чём свидетельствует возраст гранулитового метаморфизма надвиговых пластин (около 1895 млн лет). Восточнее зоны сочленения на поверхности обнаружены супракрустальные образования чугинской свиты, представленной гранат-биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, а также кристаллическими кальцифирами и кварцитами, возрастом около 2,3–2,5 млрд лет. Амгинская зона по существу относится к раннеархейскому коллизионному вулканогенно-осадочному поясу сильно деформированному. Первичный возраст Далдынского и Маганского блоков не менее 3,0–3,2 млрд лет, а возраст гранулитового метаморфизма в них 2,8 млрд лет [18], что отличает от них по происхождению и возрасту Хапчанский блок (2,4–2,0 млрд лет).

Районирование кристаллического фундамента закрытых территорий СП обычно проводится с опорой на гравимагнитные данные по Алданостановому и Анабарскому щитам. Обычно выделяются линейные складчатые системы и изометричные блоки с мозаичным строением аномального магнитного поля. Существует несколько способов интерпретации и приёмов отождествления магнитных аномалий с теми или иными метаморфическими комплексами, но нам представляется, что наиболее надёжным является метод, построенный на выделении вещественно-формационных комплексов для уточнения тектонических принципов районирования, поскольку используется строение геофизических полей, создаваемых кристаллическим фундаментом всей платформы [29, 34–38]. На таких картах (схемах) контрастно видны линейные и мозаичные формы блоков гравитационных аномалий, их тектонические соотношения, что очень важно для определения взаимоотношений террейнов. Надвиги и взбросы обычно контрастно видны на таких геофизических схемах, на которых они идентифицируются как линии градиентов с характерными для пологих разломов конфигурациями и ориентировками, соответствующими раннепротерозойскому тектоническому стилю. Террейновый метод является, по нашему мнению [32, 34–38, 40, 43], наиболее простым и в то же время объективным приёмом для практического районирования кристаллического

фундамента, дающим возможность создать непротиворечивую иерархическую систему: супертеррейн, составной или элементарный террейн. На построенных по этому принципу схемах геологического строения кристаллического фундамента Ботубинский ортократон выделяется как овальное образование, ограниченное валообразным и жёлобообразным кольцом. На его юго-восточный фрагмент надвинут вал фронтального надвига Мархинско-Тюнгского террейна. В пределах ортократона наблюдаются также валообразные радиальные элементы. Из них меридиональный элемент является как бы продолжением Котуйканских разломов. Ботубинский кратон ограничен слабовыраженным кольцом. На севере, юге и западе по отношению к центру структуры это кольцо приподнято, что нельзя точно сказать относительно восточной его части. В пределах Мархинско-Тюнгского террейна расположен Тюнгский ортократон. На юго-востоке на него надвинут Лено-Вилуйский составной террейн, а на северо-востоке – Анабаро-Жиганский пояс. Ортократон оконтурен кольцевым сооружением, которое на юге представлено отчётливо приподнятым блоком. На остальной части это сооружение занимает нейтральное гипсометрическое положение, поскольку с внешней стороны оно ограничено приподнятыми чешуями надвигов, а с внутренней зоны ортократона – крупной положительной структурой, расположенной на севере и локальной небольшой положительной структурой, находящейся в центре ортократона. На северо-востоке ортократон ограничен чётко выраженным узким жёлобом и пересечён надвигами или взбросами северо-восточного направления, являющимися отголосками фронтального надвига. Лено-Вилуйский составной террейн в пределах рассматриваемой территории на севере представлен кристаллическим фундаментом, переработанным наложенными позднепротерозойскими-мезозойскими структурами, а на остальной части – Западно-Алданским и Центрально-Алданским террейнами.

Центрально-Алданский террейн нарушен надвигами северо-западного простирания, сочлененного с границами террейна. Движение надвинутых пластин происходило в северо-восточном направлении. Наблюдаются также надвиги и сбросы отставания северо-восточного направления с перемещением масс на северо-запад. В центрах установленных ортократонов наблюдаются небольшие овальные локальные положительные анома-

лии. Образ ортократонов, выраженный в гравитационном поле, следует рассматривать как обобщённый тектонотип подобных структур. В связи с этим кольцевые структуры, выделенные в пределах Анабаро-Жиганского пояса и на Оленёкском ортократоне, не относятся к таковым. По нашему мнению [29, 34–38, 44], это магматогенно-тектонические структуры, сопутствующие проявлениям основного, ультраосновного, щелочного и кимберлитоподобного магматизма, который связан с возрождённым мезозойским (возможно, и среднепалеозойским) рифтогенезом. Последний может быть унаследованным от протерозойского рифтогенеза. Вся провинция (за исключением Центрально-Алданского террейна) пересечена густой сетью прямолинейных разломов северо-восточного простирания, но их концентрация наблюдается в трёх зонах: северной, центральной и южной, соответственно пересекающих Анабарский щит, Оленёкско-Мархинский, Ботубинский и Тюнгский ортократоны. Эти разломы платформенные, но возраст их дорифейский или раннерифейский, поскольку они коррелируются с известными разломами осадочного чехла.

Последовательность формирования Западно-Якутского раннепротерозойского аккреционного орогена (как и в целом всего Восточно-Азиатского аккреционного орогена) нам представляется в следующем виде [39, 43]. В *первую фазу* происходит раскол на террейны архейского континента с образованием вулканогенно-осадочных поясов и сопутствующих им континентальных рифтов: Маганский (возможно Котуйканский) вулканогенный пояс, Анабаро-Жиганский и Амгинский вулканогенно-осадочные пояса, Тыркандинский и Мерчимденский рифты. Во *вторую фазу* произошло сшивание (аккреция) террейнов в составных террейнах: на Лено-Вилуйском составном террейне к структурам этой фазы относятся Амгинская и Тыркандинская зоны тектонического меланжа, а также чешуйчатые надвиги северо-западного простирания, а на Анабаро-Вилуйском составном террейне – надвиговая зона между Оленёкско-Мархинским и Ботубинским ортократонами с одной стороны и Тюнгском ортократоном с другой. *Третья фаза* характеризует сшивание (аккрецию) составных террейнов – заключительных орогенных коллизий с центростремительным движением Тунгусского, Оленёкского и Лено-Вилуйского составных террейнов и надвиганием их на Анабаро-Вилуйский составной террейн. К структурам этой

фазы относится Маганская, Котуйканская и Билляхская зоны тектонического мелажя, Анабаро-Жиганский коллизионный пояс, надвиги северо-западных простираний на Тунгусском, Анабаро-Виллюйском, Оленёкском и северо-восточного направления на Лено-Виллюйском составных террейнах, а также граничные надвиги указанных террейнов. *Четвёртая фаза* характеризует эпигеренные разломы северо-восточного направления, возникшие, по-видимому, после денудации горно-складчатых сооружений, возможно, линейно-рифтовой природы.

Согласно предложенной гипотезе происхождения алмазоносных кимберлитовых полей [30, 34–38], перспективными в этом отношении являются внутренние (закольцованные) пространства трёх ортократонов, располагающихся в пределах Анабаро-Виллюйского составного террейна. Ортократоны сконцентрированы на территории примерно треугольной конфигурации, ограничены выдвинутыми составными террейнами, располагаясь по углам такого треугольника. Тем самым как бы выделилась наиболее консолидирующая механическая прогнозная часть литосферы, препятствующая продвижению шарьяжей и ограничивающая их. Этот факт перекликается с «концепцией литосферного корня» [8, 13, 18, 44]. На основании некоторых тектонических предпосылок предположено существование трёх ортократонов на Центрально-Тунгусском террейне и одного (Арга-Салинский) на Восточно-Тунгусском террейне [32, 34–38]. Существующее в «алмазной геологии» ранжирование площадей проявления алмазоносных кимберлитов (субпровинция, зона, поле, куст трубок, отдельная диатрема) часто вызывает схоластические споры. Однако с точки зрения предложенной гипотезы происхождения алмазоносных кимберлитов они представляются бессодержательными, если такое ранжирование не подкрепляется генетическим обоснованием. При этом необходимо согласиться с тем, что понятие «провинция» – это в целом древняя платформа, хотя данное определение употребляется иногда в качестве термина более свободного пользования (например, Якутская или Архангельская провинции). Под термином «субпровинция», по нашему мнению [32, 41, 44], следует понимать один ортократон или их группу, которые относятся к одному составному террейну. «Кимберлитовое поле» тождественно понятию термоблемы с некоторыми ограничениями. Во-первых, термоблема превращается в ким-

берлитовое поле только после её активизации, то есть наличие термоблемы определяется аномальным состоянием нижней коры и подкорковых слоёв мантии, приобретённым в процессе формирования архейского кристаллического фундамента. Размер термоблемы тождественен размеру корово-мантийной смеси, содержащей глубинные кимберлитовые сегрегации (ГКС). Во-вторых, с одной термоблемой обычно связано одно кимберлитовое поле, хотя в принципе их может быть несколько. Что касается «куста», то этот таксон выделяется обычно на эмпирическом уровне как пространство сближенных кимберлитовых трубок, хотя и ему соответствует определённый генетический смысл.

Термоблемы в кристаллическом фундаменте представлены метаморфогенными кольцевыми структурами II и III порядков (за жёлобообразную структуру I порядка принят ортократон). Выделение термоблем обычно проводится для конкретных кимберлитовых полей (рис. 4). Так, на схеме Мирнинской термоблемы известные в поле кимберлитовые трубки расположены в северной половине овального блока фундамента, несколько вытянутого в меридиональном направлении. Гравимагнитные аномалии в его пределах обнаруживают концентрически-кольцевое строение. Интенсивность гравимагнитного поля увеличивается в направлении от центра к периферии структуры [29, 34–38], которая с востока, запада и юга нарушена надвигами. Данный блок отождествляется с архейской термоблемой, то есть с потенциальным носителем кимберлитовых полей. В северной части выделенного овала расположены все известные в районе кимберлитовые диатремы, находящиеся в Мирнинском кимберлитовом поле (МКП). Средняя часть термоблемы соответствует отрицательной аномалии, что позволяет предположить здесь центр МКП. Магнитное поле района Накынских кимберлитовых трубок осложнено интенсивными аномалиями, связанными с многочисленными дайками долеритов. Если последние снять со схемы, то Накынская термоблема выделяется как круг с нулевой интенсивностью магнитного поля [42–44]. Три кимберлитовых тела Накынского поля (НКП) находятся в кольцевой термоблеме, которую можно рассматривать как коровую структуру куста. Термоблемы отчётливо выражены в гравитационном поле как овалы, ограниченные кольцевыми сооружениями, состоящими из мелких положительных аномалий

Шкала интенсивности

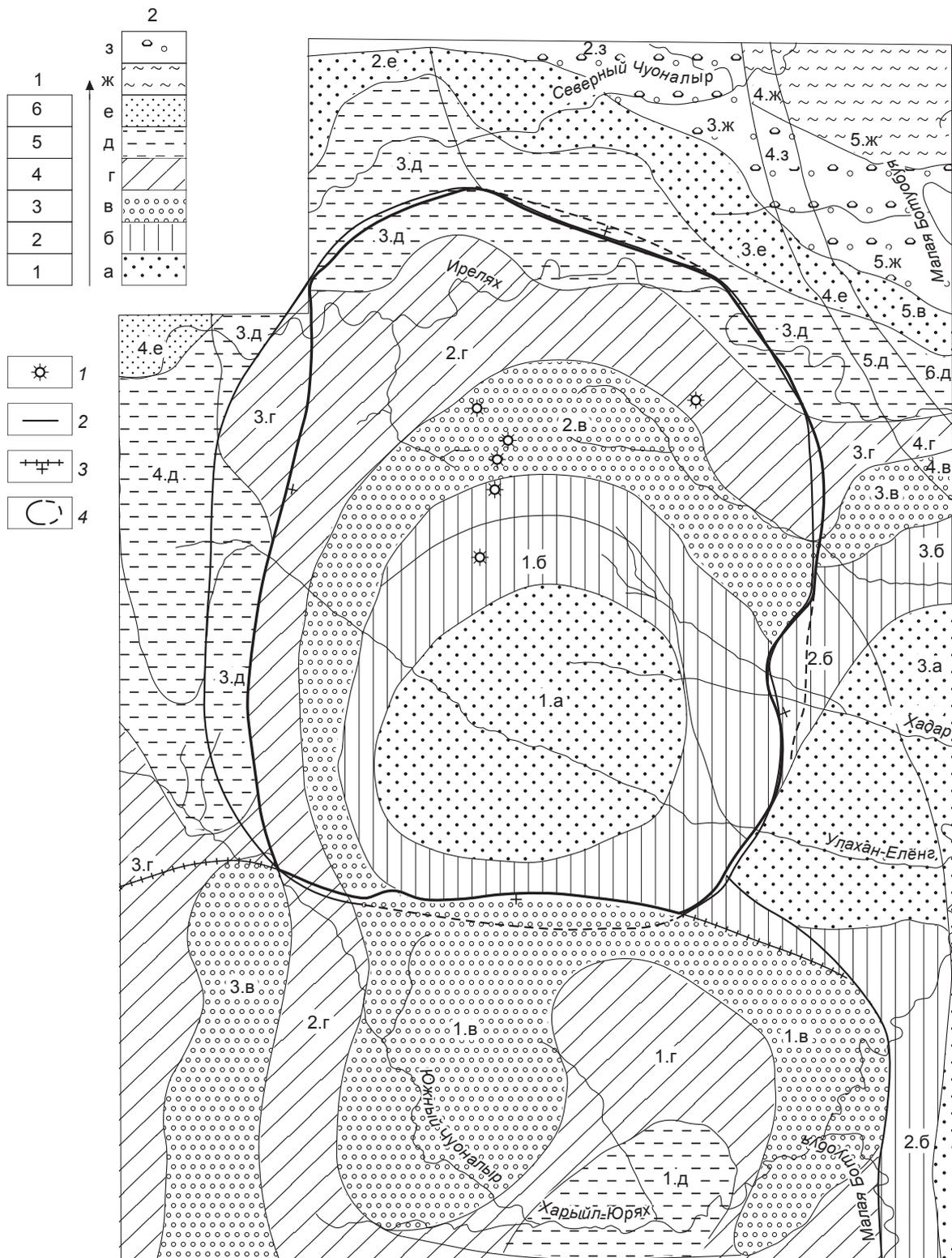


Рис. 4. Схема наблюденного гравимагнитного поля Мирнинской термоблемы [18]:

шкала интенсивности (стрелкой показано её увеличение) физических полей: 1 – магнитного, 2 – гравитационного; 1 – кимберлитовые тела; 2 – разломы; 3 – надвиги; 4 – предполагаемые границы Мирнинского кимберлитового поля

относительно центральной части структуры, являющейся собственно кимберлитовым полем.

Выяснению геологической природы кимберлитовых полей посвящено много опубликованных работ, основанных преимущественно на данных детального изучения перспективных территорий геофизическими методами. На основании анализа скоростных характеристик рассеянных волн, отражённых от поверхностей неоднородностей, с привлечением опытных данных по изучению петрофизических свойств горных пород (в том числе и ксенолитов из кимберлитовых диатрем) многие исследователи [5, 8, 10, 13, 32, 38–40, 44 и др.] приходят к выводу, что нижняя и средняя части транскоровой аномалии сложены породами мантийно-корового диапира базальт-ультрабазитового состава, в составе которого определённым распространением пользуются и кимберлиты. Верхняя часть таких аномалий обычно интерпретируется как тектономагматическая зона. Её центральную часть составляют базит-кимберлитовые породы с неоднородностями взрывного характера [33, 42, 44], порождающие кимберлитовые трубки, а периферийные части сложены тектонизированными базитовыми породами и блоками пород верхнего гранитогнейсового слоя кристаллического фундамента. Образование кимберлитовых трубок МКП непосредственно связано со среднепалеозойской тектономагматической активизацией термоблемы. Расположение её на борту Патомско-Виллюйского авлакогена связано с пересечением Виллюйско-Мархинской термоблемы с зоной долеритовых даек (Западной, Параллельной, Центральной и Восточной). Поскольку дайки имеют региональное протяжение, их коровые магматические очаги генетически не связаны с термоблемой, но частные магматические очаги, находящиеся в пределах термоблемы, обеспечивают дайкам субщелочной состав. Термоблема пересечена Укугутским линеamentным рифтом, проходящим практически через весь район известных кимберлитовых трубок. Это обстоятельство способствовало поступлению в корово-мантийную смесь термоблемы горячего газово-флюидного потока, вызывавшего её частичное плавление и добавочное геодинамическое давление, направленное вверх. Выделение из корово-мантийной смеси ГКС ультраосновного (в том числе и кимберлитового) и основного расплавов с последующим внедрением их в тектонизированные породы верх-

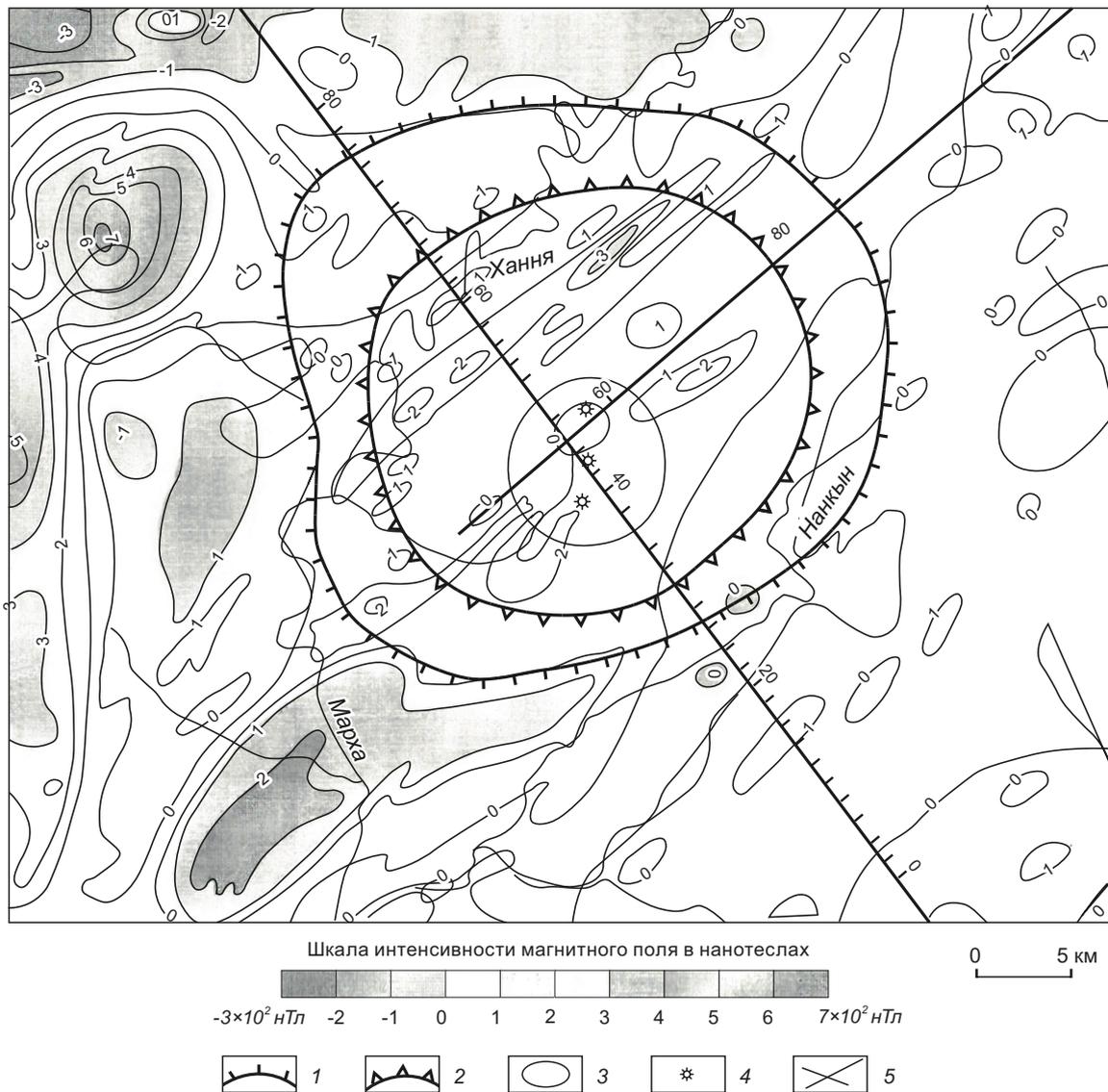
ней части термоблемы происходило посредством ликвации [29, 34–38].

Накынская термоблема, изученная сейсмически профилями МОВ-ОГТ-54 и 45 [34, 43], пересекающимися в районе кимберлитовой трубки Ботуобинская, в принципе идентична таковой Мирнинской термоблемы, хотя и имеются некоторые различия (рис. 5). В целом транскоровая аномалия гетерогенного типа выделяется внизу (между пикетами 76 и 20), что примерно соответствует контуру термоблемы, выделенной на схеме аномального магнитного поля. Положение НКП, выделенного двумя различными методами (гравиметрическим и сейсмогеологическим), в целом совпадает [32, 34–38]. Главное различие в строении Мирнинской и Накынской термоблем состоит в том, что последняя относительно своей коровой мантийной части сдвинута в северо-западном направлении примерно на 20 км. Термоблема при подходе к коре изменила своё вертикальное положение, использовав наиболее тектонически нарушенное пространство в гранулитобазитовом и эндербитовом слоях. В результате образовалась зона неправильной конфигурации, заполненная корово-мантийной смесью с ГКС. Возможно также, что коровая часть термоблемы сорвана с мантии и перемещена по поверхности Мохо [40–44]. Другой особенностью Накынской термоблемы, зафиксированной на сейсмопрофиле 54, является наличие рифтовых структур с их характерными признаками [4]: подъёмом кровли верхней мантии и сокращением мощности гранулитобазитового слоя. Такие две структуры установлены на северо-западе, находясь в пределах Анабаро-Синского рифтового барьера и на территории Ыгыаттинской впадины.

Важнейшим этапом дальнейших геолого-структурных построений является выделение рифтогенных структур (в первую очередь линеamentных рифтов как объектов), непосредственно контролирующих кимберлитовые поля. Древний рифтогенез наиболее широко проявлен в крупных синеклизах и по периферии платформ, поскольку в этих регионах располагаются краевые и перикратонные прогибы, механизм образования которых сходен с рифтогенезом и выражается в подъёме корово-мантийной границы и в сокращении мощности коры. В пределах ЯКП такая рифтогенная область, ограниченная изогипсой (40 км поверхности Мохо), занимает бассейны нижнего

течения рек Вилюй, Оленёк и других левобережных притоков р. Лена [32, 42–44]. Соответствует она в основном Предверхоанскому и Лено-Анабарскому краевым прогибам. Остальная часть региона, состоящая в основном из кратонов с мощностью коры более 40 км и названная литосферным корнем, является областью развития линейных рифтов, которые проникают в неё из рифтоген-

ной области [44]. Они выделены по гравитационной схеме рельефа поверхности Мохо и показаны на схеме наложенных структур кристаллического фундамента. На этой схеме линейные рифты в рельефе подошвы кристаллического фундамента выглядят как валы с амплитудами от 1 до 5 км. Для обоснованного выделения линейных рифтов в пределах СП (и в особенности ЯКП)



**Рис. 5. Схема расположения Накынской термоблемы. По результатам интерпретации аномального магнитного поля и сейсморазведочных исследований МОВ-ОГТ [18]:**

1 – Накынская термоблема; 2 – Накынное кимберлитовое поле, по данным гравитики и сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ; 3 – Дяхтар-Юряхский куст кимберлитовых трубков; 4 – кимберлитовые трубки; 5 – профили МОВ-ОГТ

необходимо рассмотрение их геолого-тектонического строения. Авлакогены и другие рифтогенные структуры, сыгравшие основную роль в среднепалеозойском кимберлитовом магматизме на СП, заложены в рифе (рис. 6). С начала рифейского этапа тектоническому дроблению подверглись в основном краевые части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и регионального масштаба внутриплатформенных континентальных

рифтогенных структур. Авлакогены и другие рифтогенные структуры, сыгравшие основную роль в среднепалеозойском кимберлитовом магматизме на СП, заложены в рифе (рис. 6). С начала рифейского этапа тектоническому дроблению подверглись в основном краевые части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и регионального масштаба внутриплатформенных континентальных



Рис. 6. Палеотектоническая схема Сибирской платформы (рифейский этап) [18]:

1 – границы предрифейской Сибирской платформы; 2 – океанические бассейны (области с океанической корой); 3 – рифейские миогеосинклинальные бассейны (краевые прогибы: П-Е – Преденисейский, В-С – Восточно-Саянский, Б-П – Байкало-Патомский); 4 – краевые поднятия рифейских миогеосинклиналей: Е – Енисейское, С – Становое; 5 – области внутриплатформенных поднятий (антеклизы): Ц – Центральное; А-С – Алдано-Становое, Б – Байкитское; 6 – области внутриплатформенных седиментационных бассейнов; 7 – основные грабены авлакогенов: А-Х – Анабаро-Хатангский, У – Уджинский, К-К – Кочумско-Котуйский, Ер – Еркинеевский, С-Д – Сетте-Дабанский, П-В – Палеовиллюйский

поднятий типа антеклиз. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через всю центральную часть платформы и отделяла Северный и Западный бассейны от Верхояно-Колымского и Байкало-Вилуйского бассейнов. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Образовались также более мелкие поднятия (такие как Байкитское и Енисейское), которые (как и Становое поднятие) включены в структуру краевых прогибов, поскольку подверглись тектоно-термальной переработке в процессе байкальской фазы складчатости [43]. Северный бассейн образовался на основе Анабаро-Хатангской рифтовой структуры, входящей в единую систему подобных структур Верхояно-Колымского бассейна. Заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовывалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития.

В северо-восточной части СП рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленёкском бассейне и представлены здесь всеми тремя отделами. Сведения о них дают современные их выходы на поверхность в пределах Соололийского поднятия и на восточном склоне Анабарского щита [41–43]. Верхние и среднерифейские отложения вскрыты Бурской скважиной (3200 м), пробуренной в бассейне р. Бур, в пределах достаточно погружённой территории на борту одного из грабенов [8, 33]. Все три отдела выходят на поверхность в бассейне р. Уджа на Билиро-Уджинском поднятии. В бассейне р. Куонамка развиты в основном отложения лишь среднего и верхнего рифея. Анабаро-Оленёкский бассейн образован группой грабенов, вклинивающихся в СП со стороны плиты моря Лаптевых. Как и грабены Хатангского прогиба, они входят в систему миогеосинклинальных и авлакогенных структур северной окраины Верхояно-Колымской области. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинского или Билиро-Уджинского [8, 43]. В целом он представляет собой грабенообразную клиновидную структуру, в которой подошва рифейских отложений погружается на север и северо-восток. Южная центриклиналь её определяется контуром выклинивания рифейских отложений под поверхностью предвенского размыва. Современное тектоническое строение Уджинского авлакогена установлено сейсморазведкой МОГТ [44]. Рифейский сейсмоинтервал сильно раздроблен

конседиментационными и инверсионными разломами с амплитудами до 200 м субмеридионального направления, а также пострифейскими разломами меридиального, северо-западного и субширотного простираний. В конседиментационной стадии он состоял из западного Куонамского и центрального глубокого Билиро-Уджинского грабенов. Эта зона с востока ограничивалась конседиментационным поднятием. В конце рифея авлакоген претерпел частичную инверсию, проявляющуюся главным образом в северной его части [8]. В результате северная часть центрального прогиба была преобразована в Саппыйско-Уджинский горст, который разделил авлакоген на два прогиба – восточный Харабыйский и западный Хастахский. На южном погружении горста указанные грабены сходились в единый линеаментный рифт, вырождающийся в районе Маакской петли реки Оленёк. В современном структурно-тектоническом плане сохранились многие рифейские структуры, благодаря их регенерации в течение среднепалеозойского тектономагматического этапа. К таким регенерированным структурам относится Муно-Оленёкская зона разломов (линеаментный рифт), унаследованная от пространственно совпадающей с ней рифейской Мерчимденской зоной и проникающая через Силигирскую седловину в долину р. Муна, где достигает Мунского кимберлитового поля [42–44]. В рифейском структурном комплексе Мирчимденская зона разломов выглядит как система достаточно амплитудных узких горстов и грабенов, местами сопровождающихся дайками долеритов [32, 41].

Под западным бассейном рифейского осадконакопления понимается территория, занятая более молодыми отложениями Тунгусской синеклизы, Ангаро-Гасеевской впадины и других структур [6, 7, 9, 10, 20–23, 42–44]. Стратиграфия рифейских отложений этого бассейна разработана на стратотипических разрезах Енисейского кряжа, Приленья, где мощность этих отложений достигает десяти и более километров и где в них представлены все три отдела. Данные о рифейских отложениях внутренних районов бассейна очень ограничены и только в бассейне р. Подкаменная Тунгуска они вскрыты на глубину до 1000 м. Имеются сведения лишь о верхнем отделе рифея, который принято делить на добайкальский (карбонатный) и байкальский (терригенный) горизонты. На Байкитской антеклизе и её склонах карбонатный рифей выделяется в комовскую серию

доломитового состава (максимальной мощностью до 2500 м). Выходы карбонатного рифея известны на северо-западном склоне Анабарского щита, в бассейне нижнего течения р. Котуй. Байкальский горизонт, сложенный в основном песчаниками, закартирован в пределах Байкитской антеклизы (мощностью до 250 м) и в Ангаро-Тасеевской впадине (до 2000 м). Предложенная схема авлакогенов западного бассейна основана на материалах колонкового бурения и сейсморазведки. Выделены ветвящиеся Кочумско-Котуйский, Иркинеевский и некоторые другие более мелкие рифтогенные структуры. Кочумско-Котуйский авлакоген на севере непосредственно связан с Ангаро-Хатангским авлакогеном как единая система рифтогенных структур, контролировавшая заложение седиментационных бассейнов запада и севера СП. От основных грабенов ответвлялись второстепенные, менее крупные и глубокие линейные грабены, окончания которых могли выходить за пределы бассейна. Так, северо-восточный склон Байкитской антеклизы рассекался несколькими грабенами – ответвлениями – от Кочумского стержневого грабена [7, 8, 10, 13, 15–17, 29, 30, 32, 33]. Окончание последнего вместе с краевой частью Иркинеевского авлакогена создали нарушенную зону в бассейнах рек Катанга, Тэтэрэ, Чуня, Ерема и Илимпя. Окончание Котуйского грабена достигало устья р. Чона [8]. От Котуйского грабена в районе озера Ессей ответвлялись континентальные грабены – Могдинский и Ессей-Алакитский. Первый «затухал» в районе устья р. Алахан-Вава (приток р. Вилюй), а второй достигал вершины р. Марха. В среднем палеозое Кочумско-Котуйский авлакоген был регенерирован, а Иркинеевский в конце рифея преобразовался в складчатоглыбовое валообразное поднятие [21, 32, 44].

Образование седиментационного бассейна центрально-восточной части СП, вытянутого в северо-восточном направлении через всю платформу от оз. Байкал до нижнего течения р. Лена, обусловлено заложением в начале рифея миогеосинклинального Байкало-Патомского прогиба, окаймляющих его перикратонных опусканий и Палеовилюйского авлакогена. Унаследованные в более позднем структурном плане рифейские перикратонные опускания именуются Ангаро-Ленским и Березовским прогибами [8]. О составе и мощности рифейских отложений, выполнивших Байкало-Патомский прогиб, можно судить по разрезу Уринского антиклинория, обнажающегося в долине

р. Лена в районе с. Нохтуйск, где установлен нижний и верхний рифей (средний рифей из разреза выпадает). К первому относится марниинская свита видимой мощностью 1900 м (гравелиты и песчаники). Верхний отдел представлен джанкуконской свитой (конгломераты мощностью до 1000 м), баракунской, уринской, калнчевской, никольской и ченчинской свитами (циклическая терригенно-карбонатная толща мощностью до 5 км, в верхней части которой много водорослевых биогерм). В Ангаро-Ленском и Березовском прогибах рифейские отложения представлены только верхним отделом. Так, на Пеледуйско-Нюйской площади скважинами вскрыта терригенная талаканская свита, максимальная мощность которой не превышает 200 м. На центральных площадях Березовского прогиба верхний рифей расчленяется [32, 34–38] на чекурдахскую, алексеевскую и торгинскую свиты (терригенно-карбонатные породы общей мощностью до 1100 м). На платформенном крыле прогиба алексеевской и чекурдахской свитам соответствует дикиминская свита (170–340 м), а аналог торгинской свиты из разреза выпадает. Наличие рифейских структур в основании Вилюйской синеклизы позволяет предполагать расположение на этой территории геологически доказанного среднепалеозойского Патомско-Вилюйского авлакогена [41, 44]. Уринский клин Байкало-Патомского прогиба образует входящий угол, глубоко вдающийся в тело СП, что неизбежно должно было привести к дроблению и раздвижению блоков фундамента на продолжении входящего угла [32, 42–44]. Действительность рифейского авлакогена подкрепляется также наличием установленных геолого-геофизических данных глубинных продольных и поперечных разломов древнейшего заложения. Проявление основного магматизма (пластовые интрузии долеритов в рифейских толщах) также свидетельствует о рифтогенезе.

Сквозной Палеовилюйский авлакоген протягивается через территорию современной Вилюйской синеклизы от периклинали Уринского антиклинория, погружающихся склонов перикратонных опусканий до передовых складок Западного Верхоянья [4]. Границы авлакогена восстанавливаются приблизительно лишь по контурам базальных горизонтов вендских отложений, вскрытых некоторыми глубокими скважинами. На бортах Ыгыаттинской и Кемпендяйской впадин, на Сунтарском поднятии и Вилюйчанской седловине эти

отложения отсутствуют. Состав и мощность рифейских отложений Палеовиллюйского авлакогена сопоставимы с таковыми Уринского антиклинория, а также Сетте-Дабанского авлакогена, с которым Палеовиллюйский авлакоген составлял единую структуру [42–44]. Палеовиллюйский авлакоген состоит из двух основных грабенов – северного Линденско-Ыгыаттинского и южного Лунгхино-Кемпендяйского, а также разделяющего их центрального горста, которому в современном структурном плане соответствуют Хапчагайский меговал и Сунтарское поднятие [5, 8, 13, 19, 39–40]. Лунгхино-Кемпендяйский грабен был, по-видимому, непосредственным продолжением Байкало-Патомского миогеосинклинального прогиба. Авлакоген контролировался продольными и поперечными глубинными разломами. Последние определили поперечную тектоническую и структурно-формационную зональность. Продольную структуру авлакогена определили Нюйско-Линденский, Виллюйско-Мархинский, Нюрбинский, Кемпендяйский, Бапчагайский, Верхне-Синский и другие глубинные разломы [32, 34–38]. К крупным поперечным разломам относятся Бирюкский, Моркокинский, Верхне-Тюнгский, Чили-Кенкемский и Чебыдинский. Отложения рифея развиты и в центральной части Линденско-Ыгыаттинской ветви Палеовиллюйского авлакогена, которые на северо-западном борту представлены доломитами, песчаниками, гравийниками и конгломератами. Отдельными исследователями [4] выделяется вендская Нижне-Мархинская полувпадина, располагающаяся на междуречье нижних течений рек Мархи и Тюнга. Было также высказано предположение о наличии одноимённого девонского бокового рифтогенного грабена, локализованного в пределах Нижне-Мархинской полувпадины и протягивающегося по левобережью р. Марха. Территориально он примерно совпадает с Анабаро-Синским рифовым барьером, существовавшим в раннем–среднем кембрии. Непосредственным продолжением Палеовиллюйского авлакогена является Юдомо-Майский прогиб, расположенный на границе с Верхояно-Колымской геосинклинальной областью [4, 5, 8, 13, 38–40]. В течение рифея, венда и раннего палеозоя (кембрий–нижний силур) в Юдомо-Майском прогибе накопились отложения, мощность которых может достигать до 7 км. Венд–нижний палеозой представлен пёстроцветной терригенно-карбонатной

с вулканитами (венд) и карбонатной формациями. В верхней части верхнесилурийских отложений присутствуют карбонатные брекчии. Нижнепалеозойский разрез наращивается кластогенно-карбонатной формацией нижнего девона, но сохранились они фрагментарно.

После фазы складчатости и орогенеза в конце рифея вендская трансгрессия постепенно распространялась на весь Восточно-Азиатский кратон [42–44]. К окончанию вендского этапа в пределах СП обозначились крупнейшие отрицательные конседиментационные структуры: на юго-западе, юго-востоке и северо-востоке образовалась единая депрессия, включающая Предбайкальский и Предпатомский краевые прогибы, Палеовиллюйскую синеклизу и Предверхоянский прогиб. На севере и западе в аналогичную депрессию входили Хатангский прогиб, Палеотунгусская синеклиза и Ангаро-Тасеевская впадина [42, 44]. К положительным надпорядковым структурам этого этапа относится Байкитская антеклиза и Ангаро-Анабарский мегавал, протягивающийся через всю центральную часть СП от Шарыжалгайского выступа до Анабарской антеклизы, а также Алданская антеклиза. Примерно в таком же тектоническом плане происходило осадконакопление в течение раннего палеозоя.

В результате каледонской складчатости (к началу девонского периода) оформились границы СП, близкие к современным её очертаниям, если не считать некоторые сокращения её площади на востоке, прошедшие вследствие надвига мезозоид Западного Верхоянья [1–4, 12, 14, 15, 20–22, 42]. Складчатость и орогенез распространились и на краевые прогибы. Наименьшую продолжительность континентальный перерыв имел в центральных частях отрицательных структур, подготовленных ещё рифейскими и венд-кембрийскими тектоническими движениями [42, 44]. Широкая трансгрессия началась со среднего девона и достигла максимума к концу фаменского века позднего девона. В начале трансгрессии обособились и в дальнейшем развились седиментационные бассейны, разделяющие их области денудации. Северо-западную часть платформы занимал Хатангско-Тунгусский бассейн, унаследованный от раннепротерозойских перикратонного прогиба и Палеотунгусской синеклизы [10]. На западе и севере он ограничивался Приенисейской и Северо-Таймырской шовными зонами, а на востоке от Верхоянского бассейна – Анабарской и Лено-

Оленёкской областями денудации. Последние отвечают современным Анабарской и Оленёкской антеклизам и Сюгджерской седловине [40–43]. Между собой они разделены Билиро-Уджинской континентальной депрессией, унаследованной от рифейского одноимённого авлакогена. Девонские отложения в пределах этой структуры не установлены. Главнейшими тектоническими структурами названной континентальной депрессии являются Хатанский и Харабийский линейные рифты, разделённые горстом – продолжением Соололийского поднятия. По сейсморазведочным данным, эти образования прослеживаются лишь до долины р. Муна [8]. В бассейне р. Марха в пределах Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) в качестве их продолжения можно рассматривать ряд разломов северо-восточного направления, протягивающихся сюда из бассейна р. Нижняя Тунгуска [10]. Эти разломы контролируют кембрийские рифовые гряды, прорванные кимберлитовыми трубками ДААР. Непосредственно восточнее Харабийского грабена, отделяясь от него узким Уджинским горстом, протягивается [42] активизировавшаяся рифейская Мерчимденская зона разломов, представляющая собой систему узких грабенов и горстов (линейный рифт). Отметим, что Далдыно-Оленёкская зона разломов, объединяющая кимберлитовые поля Муно-Оленёкской группы и ДААР, относится к Далдыно-Оленёкскому линейному рифту [44].

Тунгусский бассейн с юга ограничивался Иркинским валообразным поднятием – инверсированным рифейским Иркинским авлакогеном [10]. В Тунгусской синеклизе девонские отложения вскрыты скважинами или выходят на дневную поверхность в обнажениях г. Норильск, в бассейне Нижняя и Подкаменная Тунгуска, Котуй, Курейка и некоторых других рек. Выделяется ряд структурно-фациальных районов, каждый из которых имеет свои свиты различного стратиграфического объёма, но в целом девон этого региона сложен карбонатно-глинистыми пёстро- и сероцветными породами, часто гипсоносными, но в направлении к береговой линии постепенно начинают преобладать красноцветные отложения. Максимальная мощность девона достигала 800 м. Разрезы центральной наиболее прогнутой части бассейна начинаются с нижнего девона, а в направлении его периферии – со среднего, а затем и с верхнего девона. В большинстве районов де-

вонские образования залегают на нижнем силуре, а на южных окраинах бассейна – на нижнем и среднем ордовике и даже на верхнем кембрии. Структурно-тектоническая реконструкция Тунгусского бассейна строится на основе палеотектонических и структурно-тектонических схем с использованием сейсморазведочных материалов [8, 10, 13, 29, 32, 33, 42]. Следует при этом отметить некоторую гипотетичность таких многих схем по причине ограниченности фактического материала, но наиболее достоверно они отражают восточную и юго-восточную части Тунгусского бассейна. Главными конседиментационными структурами здесь были Курейская и Котуйская системы грабенов, регенерированных одноимённых рифейских авлакогенов. Котуйская система в бассейне р. Котуй распалась на главные Кочечумскую, Вилюйскую и Ессей-Алакитскую ветви [41, 44]. Вилюйская ветвь в форме Чонского линейного рифта достигала бассейна р. Чона и верхнего течения р. Большая Ботубоя. Установленные здесь отложения ичодинской свиты, сопоставляемые с девонскими отложениями Ыгыаттинской впадины, локализованы в пределах этой палеоструктуры [17–21, 29, 30, 32, 38–40]. Ессей-Алакитская ветвь, переродясь также в линейный рифт, пересекает бассейн рек Оленёк и Марха и затухает на левобережье р. Моркока. Эта ветвь грабенов сопровождается того же направления дайками долеритов катангского комплекса, что свидетельствует об их приуроченности к зоне горизонтального растяжения коры, но в современном структурном плане они во многом утратили своё грабенообразное строение вследствие инверсионного сжатия, преобразовавшего сбросы во взбросы [14–16, 34, 36–38, 42–44].

Вилюйский девонский седиментационный бассейн, рассматриваемый обычно как Патомско-Вилюйский авлакоген, занимает Вилюйскую синеклизу, а также Нюйско-Джербинскую и Берёзовскую впадины Предпатомского перикратонного опускания. На юго-западе он окаймлялся обширным континентальным массивом, включающим Ангаро-Ботубинскую антеклизу, в которую входила и зона Приленских складок, Байкало-Патомская горно-складчатая область и Ангарская антеклиза [32, 43]. От Тунгусского бассейна он отделялся Ботубинской и Сюгджерской палеоседловинами. В целом Вилюйский бассейн (или Патомско-Вилюйский авлакоген, платформенный прогиб) входил в единую систему герцинских

прогибов Верхояно-Чукотской эпиплатформенной геосинклинальной области. Как его составную часть следует рассматривать Сетте-Дабанский авлакоген, выступающий в настоящее время поднятием среди западно-верхоянских мезозоид. В позднем палеозое на авлакоген была наложена Вилюйская синеклиза [42]. Мощность отложений перми, триаса и юры в восточной части синеклизы, ограниченной Чебыдинской моноклиной и Чебыдинским разломом, достигает 4 км. Если снять этот покров, то станет ясно, что Патомско-Вилюйский авлакоген как складчато-глыбовое сооружение входит в единую систему ранних герционид Верхояно-Чукотской и Байкало-Патомской областей (включая в последнюю и перикратонные её прогибания). В эту же систему входит и Юдомо-Майский горст-антиклинорий. В качестве её платформенных границ принимаются Ангаро-Ленский, Вилюйско-Мархинский, Нижне-Алданский и другие разломы [4]. Девонские отложения, выполняющие этот авлакоген, изучены главным образом по его окраинам: в Ыгыаттинской, Нюйско-Джербинской, Берёзовской впадинах и Кемпейдйской депрессии. В каждом из этих районов выделяются свои свиты, хотя отложения похожи по составу и возрасту, в которых доминируют пестроцветные терригенные и терригенно-карбонатные породы, а также туффиты. Несколько иной состав имеют отложения Кемпендйской депрессии, что объясняется некоторой её структурно-фациальной обособленностью и большей глубоководностью условий осадконакопления [18–21, 29, 30, 32, 35–38]. Нижняя кыгылтусская свита сложена каменной солью с прослоями и пачками глинистых доломитов и аргиллитов. Вскрытая её мощность достигает 400 м, хотя полностью девонские отложения в Кемпендйской впадине не вскрыты. Другой особенностью разреза этой впадины является отсутствие базальтовых покровов, столь широко развитых в других районах, где разрезы начинаются именно с данных, залегающих непосредственно на породах нижнего силура или подстилающихся маломощной харьяюряхской свитой. Эти покровы присутствуют и в средней части разреза девонских отложений.

Геолого-тектонический план СП, сложившийся по окончании среднепалеозойского этапа, в основном отражает и современное строение, поскольку последующие тектонические события не привели

к его существенной перестройке [42–44]. Авлакогены, синеклизы, антекклизы, перикратонные опускания характеризуются длительным развитием, начавшимся ещё в рифее. Так, устойчивая область платформенной седиментации (или южный седиментационный бассейн), именуемая также Ангаро-Юдомским бассейном, протягивается в северо-восточном направлении от Восточного Саяна до Верхне-Колымской области. Итоговые его тектонические структуры различаются по происхождению и возрасту, но к окончанию каледонского этапа сформировался тектонический каркас, на основе которого развивался среднепалеозойский (раннегерцинский) Патомско-Вилюйский авлакоген [5, 8, 10, 13]. Конседиментационная стадия авлакогена (окончание раннего девона–поздний девон) протекала на фоне медленного воздымания Байкало-Патомской складчатой области и интенсивного погружения миогеосинклиналей и авлакогенов Западно-Верхоянской области [41]. Поэтому вначале осадками были заполнены впадины восточной части авлакогена, затем трансгрессия распространилась и на западную её часть, проникнув в крупные синклинальные структуры Приленской складчатой зоны (Нюйско-Джердинская впадина и Берёзовский прогиб). Осадконакопление контролировалось продольными грабенами и горстами, образовавшимися вследствие горизонтального растяжения и дробления земной коры и дифференциальных движений тектонических блоков [20, 34, 44]. Вдоль поперечных («трансформных») разломов образовались боковые грабены (линеamentные рифты), нарушающие склоны прогиба и выходящие за их пределы. В наиболее хорошо изученной Ыгыаттинской впадине выделяются следующие конседиментационные структуры [32, 40]: Укугутско-Балыктахский грабен, Балыктахский горст, Аппаинский грабен, Хампинский горст и Вилюйчанская депрессия (грабен). Развитие Патомско-Вилюйского авлакогена началось с излияния базальтовых лав на всей его территории и с внедрения даек и силлов вдоль внешней его периферии, слабо нарушенной разломами и трещинами. Дайки и силлы вилюйско-мархинского комплекса долеритов образуют компактную зону, протягивающуюся вдоль северо-западной границы авлакогена [12, 14, 15]. Эти дайки пересекают девонскую складчатую зону Предпатомского перикратонного опускания, но отдельные их выходы на дневную поверхность

наблюдаются лишь в синеклизах, среди отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика. Антиклинали, сложенные на поверхности породами нижнего–среднего кембрия, прорывают дайки, то есть антиклинали служили препятствием для прорыва даек и значит последние образовались после завершения складчатости. Вдоль юго-восточной границы авлакогена известны аналогичные образования чаро-синского комплекса, а также лакколит и дайки сиенитов наманинского комплекса [32, 34–38]. Девонское прогибание Патомско-Вилуйского авлакогена, наложенное на тектонический каркас Лено-Вилуйского прогиба, ограничено с северо-запада и запада Вилуйско-Мархинским и Чайандинским разломами. Последний пересекает со смещением приленские складки, то есть, как и дайки вилуйско-мархинского комплекса, образовался после завершения складчатости [42–44]. Чайандинский разлом ограничивает максимально возможное распространение Патомско-Вилуйского седиментационного бассейна. Вхождение Чайандинского (Буордахского) разлома в конседиментационную структуру Ыгыаттинской впадины произошло через Маччобинский сброс и Укугутско-Балыктахский грабен.

В течение раннекаменноугольной эпохи бассейны седиментации сохранились в авлакогенах. Суша в это время занимала в основном низкое гипсометрическое положение, и поэтому денудация была ослабленной. В Оленёкско-Анабарском прогибе проявилась раннекаменноугольная трансгрессия со значительным расширением бассейна седиментации.

В районе НКП, возможно, были частично денудированы породы силура, и в настоящее время сохранилась изначальная площадь распространения девонских отложений. Наиболее интенсивное поднятие СП приходится на середину среднекаменноугольной эпохи [8, 14, 30]. В это время формировалась речная сеть и области денудации, приуроченные к основным антеклизам платформы. В районе НКП были размыты отложения силура (до 200 м) вместе с находящимися в поле кимберлитовыми трубками [18, 35–38]. Обломочный материал при этом был снесён в остаточные среднекаменноугольные бассейны. С позднего карбона (или с начала пермского периода) СП вступила в новый позднегерцинский этап геолого-тектонического развития. Заключительная фаза раннегерцинского геолого-тектонического цикла при-

ходится главным образом на среднюю эпоху каменноугольного периода. Этой эпохой отмечен коренной перелом в геолого-тектоническом развитии СП, когда режим широких морских трансгрессий сменился кратонным режимом [32, 42–44]. Тангенциальное сжатие со стороны складчатой рамы привело к окончательной ликвидации авлакогенов и каледонских перикратонных прогибов путём их инверсии и превращения в складчато-глыбовые системы или при неполной инверсии – в приподнятые плиты. Господство на огромной территории в течение 40 млн лет континентального режима сопровождалось не только процессами эрозии и денудации, но и накоплением в определённых морфоструктурах терригенных отложений континентального генезиса, оказавшихся в конечном результате эфемерными. Можно предположить, что их остаточные фрагменты вошли в состав отложений последующих трансгрессивных эпох, перекрывших каменноугольную эрозионно-денудационную поверхность. Это были те первичные коллекторы алмазов и других индикаторных минералов (ИМК), которые сыграли огромную роль в их распространении в пермских и мезозойских коллекторах [11, 18, 24, 26–28, 31, 35].

Среднепалеозойские кимберлитовые поля образовались в течение позднедевонской трансгрессивной стадии раннегерцинского тектонического цикла. Они располагались у границ девонских седиментационных бассейнов в условиях отсутствия эрозионно-денудационных процессов. В среднекаменноугольную эпоху кимберлитовые поля оказались на склонах надпорядковых положительных структур и поэтому подверглись интенсивной эрозии и денудации. Граница СП с Верхояно-Чукотской геосинклинальной системой проходила в ранней перми от восточной оконечности полуострова Таймыр вдоль побережья моря Лаптевых, а затем – восточнее долины р. Лена [29, 32, 33, 35]. Тектонический план в пермском периоде определился пассивным развитием или отмиранием структур, заложившихся в девонском и каменноугольном периодах. В мелководных бассейнах преобладало накопление терригенных и угленосных формаций. Наиболее активно развивались структуры северной и восточной территорий СП, граничащей с Верхоянской геосинклиналию.

На севере СП в этот период продолжал формироваться Анабаро-Хатангский прогиб, ограниченный северным склоном Анабарской антеклизы.

Этот прогиб рассматривается как платформенное рифтогенное ответвление от Верхоянской миогеосинклинали [44]. Формационный состав выполняющих его пермских, триасовых и юрских отло-

жений, их мощность, достигающая в осевой части прогиба двух и более километров, наличие крупных продольных разломов свидетельствуют об участии в его строении грабенов и подтверждают

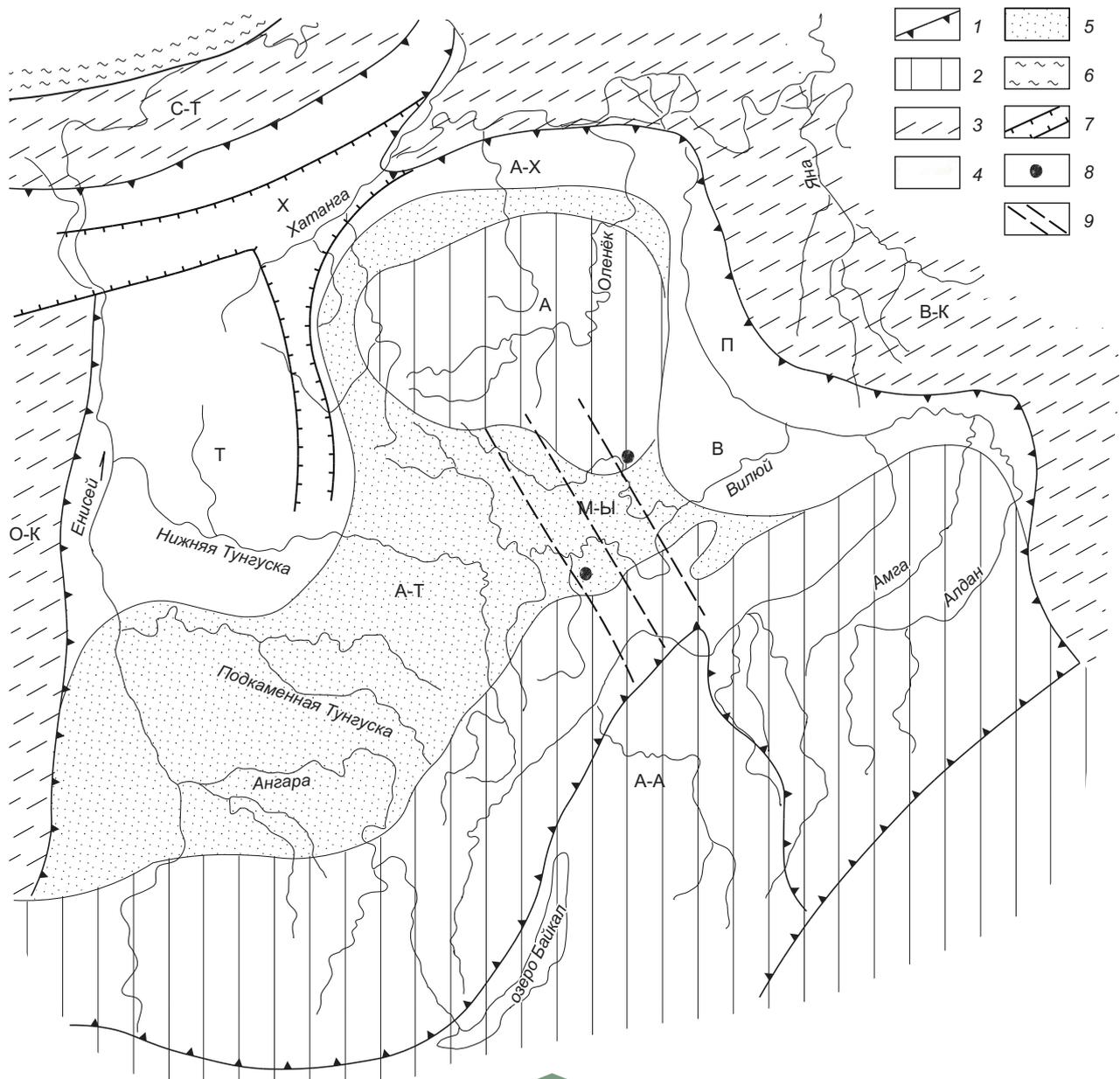


Рис. 7. Палеотектоническая схема Сибирской платформы (пермский период) [18]:

1 – граница Сибирской платформы; 2 – области денудации: А – Анабарская антеклиза, А-А – Ангаро-Алданская моноклиза; 3 – миогеосинклинали эпирогенные бассейны: С-Т – Северо-Таймырский, В-К – Верхояно-Колымский, О-К – Обско-Кузнецкий; 4 – платформенные перикратонные и рифтогенно-эпейрогенические бассейны: Х – Хатангский, А-Х – Анабаро-Хатангский прогиб, Т – Тембенчинская впадина; 5 – платформенные бассейны переходной ступени: А-Т – Ангаро-Тунгусская моноклиналь, М-Ы – Мархино-Ыгыятинская седловина; 6 – геосинклинали океанический бассейн; 7 – рифтовые структуры (предполагаемые); 8 – кимберлитовые поля; 9 – некоторые разломы

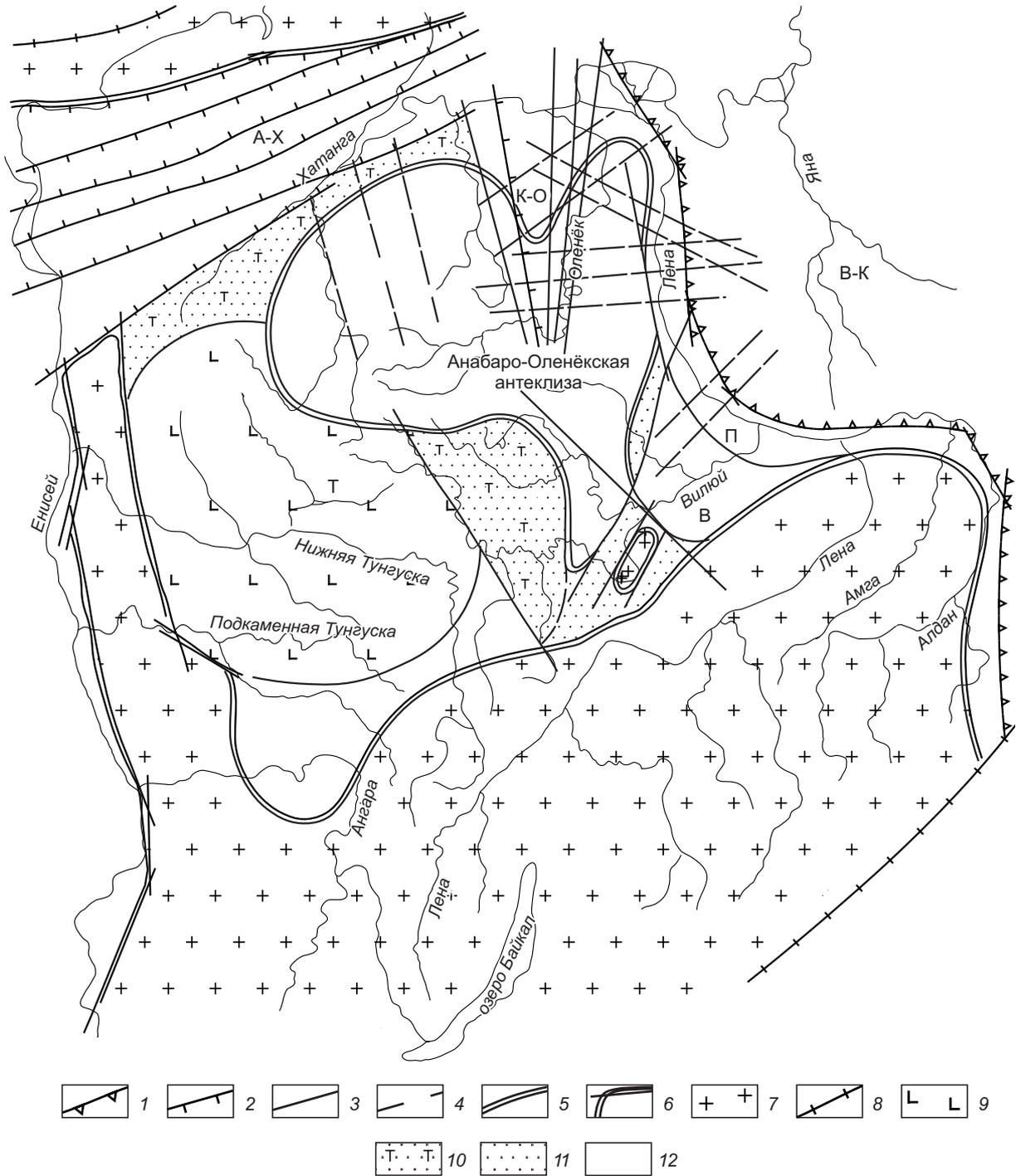
в целом представление о рифтогенном (авлакогенном) происхождении прогиба [4]. Считается, что Верхоянский геосинклинальный прогиб в районе губы Буор-Хая (непосредственно восточнее дельты р. Лена) разворачивался в северо-восточном направлении, огибая Колымо-Индигирский массив и отделяя последний от плит моря Лаптевых. На повороте образовался входящий в платформу угол, раскалывающее воздействие которого привело к образованию раздвигов Анабаро-Хатангского прогиба [42–44]. Северо-западнее последнего, в пределах полуострова Таймыр, располагался Хатангский прогиб, открывающийся в Хатангский залив (рис. 7). Не исключено участие в его образовании среднепалеозойских и более ранних платформенных разломов. Продолжавшееся в течение пермского периода растяжение коры в пределах рифтовых зон Анабаро-Хатангского и Хатангского прогибов неизбежно породило активизацию трансформных поперечных разломов (линеаментных рифтов) юго-восточного и меридионального направления. В частности, они обеспечили рост и стабильность Центрального поднятия Анабарской антеклизы, разграничивающей бассейны, связанные с Обско-Кузнецкой парагеосинклиналью и Верхояно-Чукотской геосинклиналью [32, 34–38]. Вдоль Верхоянской миогеосинклинали продолжал развиваться Предверхоанский краевой (периократонный) прогиб, переходящий на западе в форменный прогиб – зачаточную Вилюйскую синеклизу [14, 44]. Формирование последней происходило на основе Патомско-Вилюйского авлакогена. Из других отрицательных структур следует отметить Тембенчинскую впадину. На остальной территории (за исключением филократонных областей) формировались терригенные (часто угленосные) осадки мелководных внутренних бассейнов с возрастом от верхнего карбона до верхней перми. Осадконакопление, конфигурация бассейнов и областей сноса обломочного материала контролировались разломами, унаследованными от предшествующих тектонических этапов.

Вместе с кимберлитами из МКП были денудированы все образования силура, ордовика, а также небольшой мощности породы верхнего кембрия. Основная масса обломочного материала была транспортирована в Нижне-Вилюйский остаточный бассейн, но какая-то её часть задержалась по пути транспортировки в аллювиальных и делювиально-элювиальных образованиях, вошедших в состав базальных слоёв верхнекаменноугольных и перм-

ских отложений, захоронивших выработанный среднекаменноугольный рельеф. С ДААР снос обломочного материала происходил в Тунгусско-Хатангский бассейн.

Из района среднепалеозойских Оленёкского, Мунского и Накынского кимберлитовых полей обломочный материал переносился по речной сети, стекающей на восток и юг в Предверхоанский и Нижне-Вилюйский остаточные бассейны. С НКП вместе с кимберлитами были снесены отложения силура и среднего ордовика [29, 30, 32, 35–37]. К началу раннепермской трансгрессии в бассейнах рек Муна, Марха и Тунг на эрозионно-денудационной поверхности, сложенной средне-верхнекембрийскими и нижнеордовикскими породами, были развиты озёрно-аллювиальные образования, обломочный материал которых состоял из метаморфических (экзотических) и местных терригенно-карбонатных пород с продуктами разрушения кимберлитов [9, 11, 12, 21–23, 25]. Эти образования и явились основным коллектором алмазосносного материала, ассимилированного затем пермскими и юрскими отложениями.

Непосредственно с миогеосинклинальным Обско-Кузнецким и рифтогенным Харьангским бассейнами связан платформенный эпейрогенический бассейн, занимавший в пермском периоде почти всю западную часть СП. В тектоническом отношении он унаследован от рифтогенных структур среднепалеозойской эпохи. В этом бассейне выделяется центральная Тембенчинская впадина и Ангаро-Тунгусская моноклинали [32, 34–38]. В Тембенчинской впадине мощность среднекаменноугольно-пермских отложений достигает 1,5 км. Моноклинали пологая и широкая, ограничивающая впадину с востока и юго-востока, наложена на среднепалеозойскую Ангаро-Ботубинскую антеклизу. Верхнекаменноугольно-пермские отложения в пределах моноклинали залегают на венд-нижнепалеозойском и среднепалеозойском структурном ярусе с размывом ингрессивно и с постепенным выпадением из разреза из нижних горизонтов (от верхнего карбона до верхней перми). Верхнекаменноугольные отложения представлены фациями прибрежных заболоченных равнин, а пермские отложения – фациями мелководного морского бассейна [18–21, 34, 36–38]. Ангаро-Тунгусский моноклиналиный бассейн связан с Вилюйской впадиной через Мархино-Ыгыаттинскую седловину, центральный водораздельный блок которой занимает пространство



**Рис. 8. Палеотектоническая схема Сибирской платформы (триасовый период) [18]:**

1–2 – разломы, контролирующие седиментационные бассейны: 1 – Верхояно-Колымский миогеосинклинальный бассейн, 2 – рифтогенные структуры; 3–4 – разломы: 3 – внутриплатформенные, 4 – трансформные; 5 – границы седиментационных бассейнов; 6 – те же границы, совпадающие с разломами; 7 – границы бассейнов с океанической корой; 8 – области денудации; 9 – вулканогенные породы; 10 – преимущественно вулканогенно-осадочные образования; 11 – терригенные континентальные отложения; 12 – морские и прибрежно-морские терригенные отложения; основные структуры седиментационных бассейнов: А-Х – Анабаро-Хатангский, К-О – Куонамско-Оленёкский и П – Предверхо́янский прогибы, Т – Тунгусская и В – Вилю́йская синеклизы, В-К – Верхояно-Колымская миогеосинклиналь

между долинами Ыгыатта и Марха в их нижнем течении. Мощность верхнепермских отложений на этом блоке не превышает первых десятков метров. Накопление пермских отложений в пределах седловины контролировалось разломами северо-западного направления, в том числе Ахтарандинским разломом и аналогичными структурами Ангаро-Синского рифового барьера. Территория НКП в течение позднекаменноугольной эпохи и пермского периода находилась в континентальных условиях низкого плато, а в конце пермского периода – приморской низменности [34–38, 42, 44]. Здесь могли накапливаться мало мощные образования различного континентального генезиса, подвергнувшиеся размыву в триасюрское время.

В триасовом периоде генеральная геолого-тектоническая обстановка в целом оставалась прежней (рис. 8). Усиление прогибания окружающих геосинклиналей, активизация платформенного рифтогенеза и углубление в связи с этим центральных частей седиментационных бассейнов, где накапливались значительные мощности терригенных и терригенно-вулканогенных образований, вызвали в центральной и южной частях СП увеличение площади областей денудации [44]. Главным глобальным событием триасового периода был раскол Лавразии с образованием новой океанической коры в Южно-Аюньском бассейне (Западная Сибирь). С этим процессом связано растяжение коры Тунгусской синеклизы, что привело к мощному трапповому магматизму и активизации разломов на востоке и северо-востоке СП [18–21, 29, 33–35]. Формационный состав триасовых отложений, выполняющих Лено-Хатангский прогиб, и их мощности позволяют рассматривать эту структуру в качестве триасового авлакогена. В рамках стратиграфического районирования триасовых отложений данный авлакоген входит в Таймырскую область, в которой выделяется ряд структурно-формационных зон [36–39, 44]. Центрально-Таймырская зона соответствует осевой части авлакогена, отличается наибольшей мощностью (около 5000 м) отложений триасовой системы, широким развитием основных вулканитов, красноцветов, континентальных грубообломочных пород, редкими пластами морских образований, полным объёмом осадков этой системы [43]. В краевых зонах прогиба мощность триасовых отложений уменьшается до 1000 м, и они состоят из континентальных вулканогенных и вул-

каногенно-осадочных образований. На выходе авлакогена в Западно-Верхоянский миогеосинклинальный бассейн возрастает роль нормальных морских отложений с остатками стеногалинной фауны. Их мощность здесь достигает 3000 м, и сокращается количество красноцветов, а в нижнем отделе в значительной степени преобладают основные эффузивы. В Анабаро-Оленёкском клиновидном прогибе, ограниченном активизировавшимися Куонамской и Мерчимденской зонами разломов, развиты преимущественно нижнетриасовые отложения мощностью от 200 до 1000 м, представленные морскими фациями. Триасовые отложения Предверхоянского перикратонного прогиба и Вилюйской синеклизы тесно связаны с триасовыми осадками Западного Верхоянья, но отличаются от них более континентальным составом и меньшей мощностью (до 2000 м).

**Заключение.** Таким образом, проведённое краткое рассмотрение общих геолого-тектонических закономерностей формирования коры и кристаллического фундамента СП показало их «островное» нуклеарное строение, а их тектоно-метаморфические комплексы представлены эндербитами. В конце катархея была сформирована эклогит-базитовая кора, но верхняя сиалическая – только в пределах нуклеаров. Последние имели значительные размеры, сравнимые с размерами щита докембрийской платформы, изометричную конфигурацию и мозаично-кольцевую складчатость. Кольцевые образования нуклеаров (до 5000 м), названных ортократонами, имели наиболее мощную нижнюю кору, связь с наиболее глубинными горизонтами мантии и служили ареной магматической деятельности с проникновением в нижнюю кору наиболее глубинных перидотитов, включая и алмазоносные. Среди них выделен особый класс кольцевых структур (термоблемы) размером от 20 до 50 км в поперечнике с особыми геолого-геофизическими характеристиками, указывающими на термально-тектоническое их происхождение. Кимберлитовые поля с алмазоносными диатремами, дайками, жилами, субпластовыми залежами (или без таковых) приурочены к термоблемам. Кимберлитовые поля всех возрастов на древних платформах контролируются линеamentными рифтами, связанными (или не связанными) с полициклическими авлакогенами рифейско-фанерозойского возрастов. Контроль авлакогенами проявлен в факте расположения кимберлитовых полей в малоамплитудных линеamentных

рифтах, протягивающихся вдоль бортов авлакогенов, а также систематически наблюдаемой включённостью кимберлитовых проявлений в периферийную тектоническую структуру. Кимберлиты (тем более алмазоносные) отсутствуют в континентальных рифтах, достигших высших стадий развития (в открытых рифтах). Для них характерен разнообразный ультраосновной и основной магматизм с карбонатами, сиенитами, пикритами, а также бимодальный вулканизм. Поля алмазоносных кимберлитов и лампроитов сопутствуют континентальным рифтам с проявлением основного, умеренно щёлочно-основного магматизма или без таковых.

Кимберлитовый интрузивный магматизм и вулканизм синхронен стадии становления полициклического авлакогена или формированию континентального рифта, более кратковременному по сравнению с полициклическим авлакогеном. Понятие «возрождённый рифтогенез», наложенный на завершившие развития авлакогены, а также на некоторые глубокие континентальные рифты, распространяется и на раннепротерозойские пояса (межтеррейновые аккреционные и коллизионные орогены). В пределах СП примером проявления щелочного ультраосновного магматизма (в том числе со слабоалмазоносными кимберлитами и кимберлитоподобными породами), связанного с выраженным рифтогенезом, является Анабаро-Куонамский алмазоносный район, приуроченный к Анабаро-Жиганскому раннепротерозойскому коллизионному орогену. В целом для открытых рифтов (в том числе и орогенов), не наложенных на термоблемы, кимберлитовый магматизм не характерен, хотя открытые рифты могут породить дочерние линеаментные рифты, и последние (в случае их наложения на термоблемы) – кимберлитовый магматизм. На северо-востоке СП возможен мезозойский кимберлитовый магматизм в связи с проникновением сюда триасюрских (или более ранних) трансформенных рифтов из раскрывающегося Верхояно-Чукотского океанического бассейна. Возможно, именно такое происхождение имеют неалмазоносные кимберлитовые поля Средне-Оленёкского алмазоносного района. Здесь кристаллический фундамент сильно разрушен раннепротерозойскими коллизиями, и поэтому анализ гравимагнитных данных не даёт однозначного основания отнесения его к ортократону. В то же время существующие в данном районе россыпи алмазов происходят от неиз-

вестных алмазоносных кимберлитовых диатрем, расположенных в его пределах.

Кимберлитовый магматизм обычно рассматривается в связи с процессами, происходящими на уровне верхней мантии с привлечением геолого-геофизических данных о её структуре и петрофизических характеристиках, а также на основании всестороннего изучения трубочных кимберлитов и содержащихся в них ксенолитов глубинных пород. Считается, что локально-кратковременное выделение глубинной энергии ведёт к прорыву кимберлитовой магмы и внедрению её в инертную (по отношению к глубинным процессам) толщу кристаллических пород фундамента и в осадочный чехол. Имеются многочисленные попытки связать кимберлитовые проявления с определёнными классами тектонических структур как регионального, так и локального характера, а также определить место в геологическом развитии древней платформы, связав их с некоторыми фазами геолого-тектонических циклов. Так получила распространение точка зрения, что вспышки кимберлитового вулканизма приурочиваются к эпохам эпейрогенических поднятий, зафиксированных в геохронологической летописи региональными стратиграфическими перерывами и размывами. Актуальная задача установления структурно-тектонического контроля проявлений кимберлитового магматизма трактуется как установление пространственной, генетической и историко-геологической связи названных проявлений с основными геоструктурами древней платформы, определяющими структурно-тектонический план их развития на различных этапах её истории.

Наряду с главными неотектоническими структурами, определяющими условия седиментации и связанные с последними закономерностями размещения коренных и россыпных полезных ископаемых (в том числе и алмазов), во всех структурно-формационных зонах региона по дешифрированию, элементам рельефа, косвенным и прямым геологическим признакам и другим данным выявлено много разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и других направлений, осложняющих внутреннее строение зон. Смещения по ним обычно небольшие (первые метры) или вообще не проявились, то есть такие разломы заметно не влияли на условия современного осадконакопления и на закономерности размещения россыпей алмазов. Поисковое значение таких разломов заключается в том, что многие разломы

унаследованы от более древних эпох развития региона и, следовательно, по ним можно картировать разрывные структуры, которые в прошлом контролировали размещение магматических образований (в том числе и кимберлитов). Полученная геолого-тектоническая характеристика конкретных регионов и перспективных территорий в дальнейшем используется при применении других методов и приёмов поисков (геофизических, минералогических, геохимических и др.).

Очень важными при прогнозировании перспективных алмазоносных площадей являются выделения и анализ ортократонов и термоблем. Так, *Ботубинский ортократон* охватывает Мирнинское кимберлитовое поле и выходит далеко на юго-запад. Здесь же устанавливается термоблема и пересекающие её основные рифтогенные грабены. Всё это является хорошей предпосылкой обнаружения в пределах этой структуры новых алмазоносных трубок. Имеющиеся здесь значимые ореолы алмазов и других ИМК усиливают данный вывод. Подобная ситуация отмечается и в пределах *Тюнгского ортократона*, охватывающего большую часть Средне-Мархинского и Муно-Тюнгского алмазоносных районов. Поскольку юго-восточная часть его срезается Палеовиллюйским авлакогеном, то она выпадает из когорты перспективных площадей. На остальной его площади устанавливаются рифтогенные грабены, к которым тяготеет и высокоалмазоносное Накынское кимберлитовое поле, приуроченное к Накынской термоблеме. Имеются предпосылки для выделения других термоблем, что расширяет перспективы

для обнаружения других кимберлитовых полей. В пределах *Оленёкско-Мархинского ортократона* находятся Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля с промышленно значимыми и разрабатываемыми трубками, а также Верхне-Мунское и Силигирское поля россыпной алмазоносности. Кроме того, он охватывает один из основных алмазоносных районов СП – Алакит-Мархинский – и частично Средне-Оленёкский, Муно-Тюнгский и Средне-Мархинский. Поскольку северная половина этого ортократона уходит за пределы ореолов рассеяния алмазов из богатых кимберлитовых диатрем, то основные перспективы алмазоносности здесь связываются с Алакит-Мархинским кимберлитовым полем. Средне-Оленёкский алмазоносный район охватывает Мирчимденское, Верхне-Молодинское и Куойское практически неалмазоносные кимберлитовые поля, а также Молодо-Далдынское и Усункинское поля россыпной алмазоносности. *Байкитский ортократон* совпадает с ореолом рассеивания алмазов, поступивших из предполагаемых высокоалмазоносных трубок, что позволяет планировать здесь возможное открытие алмазоносных диатрем. *Северный ортократон* располагается в пределах мощного траппового плато Путорана, и границы его (как и *Ангарского ортократона*) пока предполагаемые из-за недостаточного объёма магнито-гравиметрических данных. Выделение ортократонов является своего рода районированием СП, позволяющим вычленять из задач поисков низкоперспективные площади.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 1998. – Т. 361, № 3. – С. 366–369.
2. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Логинова А. М.* Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. – 2009. – Т. 138. – № 2. – С. 1–13.
3. *Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2000. – № 3. – С. 37–55.
4. *Егоров К. Н., Зинчук Н. Н., Мишенин С. Г., Серов В. П., Секерин А. П., Галенко В. П., Денисенко Е. П., Барышев А. С., Меньшагин Ю. В., Кошкарев Д. А.* Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА»

- и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Мирный : МГТ. – 2003. – С. 50–84.
5. *Занкович Н. С., Зинчук Н. Н.* Петрографо-минералогические характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубок Накынского поля // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж : ВГУ, 2001. – С. 54–73.
  6. *Зинчук Н. Н.* Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. – 2023. – № 1 (29). – С. 5–28.
  7. *Зинчук Н. Н.* О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. – 2023. – № 2 (60). – С. 43–56.
  8. *Зинчук Н. Н.* О контроле кимберлитового магматизма рифтогенными структурами // Руды и металлы. – 2015. – № 4. – С. 51–62.
  9. *Зинчук Н. Н.* Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдястых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. – 2023. – Т. 22, № 1. – С. 32–50.
  10. *Зинчук Н. Н.* Особенности использования глинистых минералов при алмазопоисковых работах // Руды и металлы. – 2016. – № 2. – С. 34–43.
  11. *Зинчук Н. Н.* Особенности распространения и генезиса некоторых карбонатных минералов в кимберлитовых породах (на примере Сибирской платформы) // Отечественная геология. – 2023. – № 6. – С. 62–77.
  12. *Зинчук Н. Н.* Особенности слоистых силикатов в отложениях различных осадочных формаций // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. – Вып. 27. – Пермь : ПГНУ, 2024. – С. 32–49.
  13. *Зинчук Н. Н.* Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
  14. *Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П.* Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1998. – № 2. – С. 66–71.
  15. *Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д.* Особенности алмазов из кимберлитов Алакит-Мархинского поля Сибирской платформы // Геммология. Материалы юбилейной 10-й научной конференции. – Томск : Томский ЦНТИ, 2023. – С. 12–24.
  16. *Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д.* Сравнительные особенности алмазов из кимберлитовых месторождений северной части Сибирской платформы // Вестник СВФУ. Науки о Земле. – 2024. – № 1 (33). – С. 11–30.
  17. *Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т.* Физические свойства кимберлитов и вмещающих пород Золотиц-кого поля Архангельской алмазоносной провинции // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж : ВГУ, 2001. – С. 237–262.
  18. *Зинчук Н. Н., Дукардт Ю. А., Борис Е. И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. – Новосибирск : Сибтехнорезерв, 2004. – 166 с.
  19. *Зинчук Н. Н., Зинчук М. Н.* Основные поставщики аллотигенных минералов при формировании древних алмазоносных толщ // Геммология. Материалы юбилейной 10-й научной конференции. – Томск : Томский ЦНТИ, 2023. – С. 24–38.
  20. *Зинчук Н. Н., Зинчук М. Н.* Типоморфные особенности продуктов выветривания различных пород в связи с алмазопоисковыми работами // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. – Вып. 27. – Пермь : ПГНУ, 2024. – С. 8–31.
  21. *Зинчук Н. Н., Зув В. М., Коптиль В. И., Чёрный С. Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. – 1997. – № 3. – С. 53–57.
  22. *Зинчук Н. Н., Коптиль В. И.* Особенности алмазов в древних осадочных толщах на площадях влияния продуктивных кимберлитовых диатрем // Отечественная геология. – 2019. – № 2. – С. 48–58.
  23. *Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. – 1987. – № 10. – С. 66–72.
  24. *Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т.* Историко-минерагенический анализ коренной алмазоносности Сибирской платформы // Труды НИИГ Воронежского гос. университета. Вып. 61. – Воронеж : ВГУ, 2010. – 100 с.
  25. *Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т.* Тектоника и алмазоносный магматизм. – Воронеж : ВГУ, 2004. – 282 с.
  26. *Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т.* Историческая минерагения в 3-х томах: Т. 1. Введение в историческую минерагению. – Воронеж : ВГУ, 2005. – 590 с.
  27. *Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т.* Историческая минерагения в 3-х томах: Т. 2. Историческая минерагения древних платформ. – Воронеж : ВГУ, 2007. – 570 с.
  28. *Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т.* Историческая минерагения в 3-х томах: Т. 3. Историческая минерагения подвижных суперпооясов. – Воронеж : ВГУ, 2008. – 622 с.
  29. *Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н.* Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. – 2003. – № 2. – С. 57–68.

30. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1997. – № 2. – С. 53–63.
31. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1996. – № 1. – С. 53–61.
32. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2001. – № 12. – С. 45–51.
33. Мишенин С. Г., Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т. Петрофизические параметры кимберлитов, траппов и осадочных горных пород Далдыно-Алаkitского района Якутии // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж : ВГУ, 2001. – С. 267–323.
34. Мясников Ф. В. Алмазоносная литосфера Сибирской платформы (по геофизическим данным), эредитарность докембрия, палеопротерозойский плюмовый магматизм, алмазоносность Анабарской тектонической провинции // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 70–91.
35. Мясников Ф. В. Алмазоносная литосфера Сибирской платформы (по геофизическим данным). Тектоническое районирование // Отечественная геология. – 2022. – № 6. – С. 64–75.
36. Розен О. М., Левский Л. К., Журавлёв Д. З., Спеццус З. В., Макеев А. Ф., Зинчук Н. Н., Манаков А. В., Серенко В. П. Состав и возраст земной коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2006. – № 4. – С. 18–28.
37. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. – Воронеж : ВГУ, 1999. – 102 с.
38. Харьков А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов А. В., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. – М. : Недра, 1991. – 304 с.
39. Хитров В. Г., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 296, № 5. – С. 1228–1233.
40. Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Колесник Н. Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 209–228.
41. Clifford T. N. A structural framework of Africa // African Magmatism and tectonics. – Edinburgh : Oliver and Boyd, 1970. – P. 1–26.
42. Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. – 2015. – V. 465, № 2. – P. 1297–1301.
43. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. – 2001. – V. 9, № 6. – P. 576–588.
44. Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. – 2002. – V. 76, № 2. – P. 93–112.

## REFERENCES

1. Afanas'yev V. P., Zinchuk N. N., Koptil' V. I. Poligenez almazov v svyazi s problemoy korennykh rossypey severo-vostoka Sibirskoy platformy [Polygenesis of diamonds in connection with the problem of bedrock placers in the northeast of the Siberian Platform], Doklady Akademii nauk, 1998, V. 361, No. 3, pp. 366–369. (In Russ.)
2. Afanas'yev V. P., Zinchuk N. N., Loginova A. M. Oso-bennosti raspredeleniya rossypnykh almazov, svyazannykh s dokembriyskimi istochnikami [Features of the distribution of placer diamonds associated with Precambrian sources], Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva, 2009, V. 138, No. 2, pp. 1–13. (In Russ.)
3. Vasilenko V. B., Zinchuk N. N., Kuznetsova L. G. Geodinamicheskiy kontrol' razmeshcheniya kimberlitovykh poley tsentral'noy i severnoy chastey Yakutskoy kimberlitovoy provintsii (petrokhimicheskiy aspekt) [Geodynamic control of the placement of kimberlite fields in the central and northern parts of the Yakut kimberlite province (petrochemical aspect)], Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Geologiya, 2000, No. 3, pp. 37–55. (In Russ.)
4. Yegorov K. N., Zinchuk N. N., Mishenin S. G., Serov V. P., Sekerin A. P., Galenko V. P., Denisenko Ye. P.,

- Baryshev A. S., Men'shagin YU. V., Koshkarev D. A.* Perspektivy korennoy i rossypnoy almazonosnosti Yugo-Zapadnoy chasti Sibirskoy platformy [Prospects for bedrock and alluvial diamond potential in the Southwestern part of the Siberian Platform], *Mirnyy, MGT publ.*, 2003, pp. 50–84. (In Russ.)
5. *Zankovich N. S., Zinchuk N. N.* Petrografo-mineralogicheskiye kharakteristiki kimberlitovykh porod raznykh faz vnedreniya trubok Nakynskogo polya [Petrographic and mineralogical characteristics of kimberlite rocks of different phases of intrusion of the Nakyn field pipes], *Problemy almaznoy geologii i nekotoryye puti ikh resheniya, Voronezh, VGU publ.*, 2001, pp. 54–73. (In Russ.)
  6. *Zinchuk N. N.* Litologo-stratigraficheskiye issledovaniya pri almazoposkovykh rabotakh [Lithological and stratigraphic studies during diamond prospecting], *Vestnik SVFU. Nauki o Zemle*, 2023, No. 1 (29), pp. 5–28. (In Russ.)
  7. *Zinchuk N. N.* O geologo-poiskovykh tipakh kimberlitovykh trubok [On geological prospecting types of kimberlite pipes], *Izvestiya Komi NTS UrO RAN. Nauki o Zemle*, 2023, No. 2 (60), pp. 43–56. (In Russ.)
  8. *Zinchuk N. N.* O kontrole kimberlitovogo magmatizma riftogennymi strukturami [On the control of kimberlite magmatism by rift structures], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2015, No. 4, pp. 51–62. (In Russ.)
  9. *Zinchuk N. N.* Osobennosti gidrotermalnogo i giper-gennogo izmeneniya slyudistykh kimberlitov [Features of hydrothermal and supergene alteration of mica kimberlites], *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 2023, V. 22, No. 1, pp. 32–50. (In Russ.)
  10. *Zinchuk N. N.* Osobennosti ispol'zovaniya glinistykh mineralov pri almazoposkovykh rabotakh [Features of the use of clay minerals in diamond prospecting], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2016, No. 2, pp. 34–43. (In Russ.)
  11. *Zinchuk N. N.* Osobennosti rasprostraneniya i genezisa nekotorykh karbonatnykh mineralov v kimberlitovykh porodakh (na primere Sibirskoy platformy) [Features of the distribution and genesis of some carbonate minerals in kimberlite rocks (using the example of the Siberian platform)], *Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology]*, 2023, No. 6, pp. 62–77. (In Russ.)
  12. *Zinchuk N. N.* Osobennosti sloistykh silikatov v otlozheniyakh razlichnykh osadochnykh formatsiy [Features of layered silicates in deposits of various sedimentary formations], *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnyye chteniya pamyati P. N. Chirvinskogo, Is. 27, Perm, PGNU publ.*, 2024, pp. 32–49. (In Russ.)
  13. *Zinchuk N. N.* Osobennosti sostava i raspredeleniya slyudistykh obrazovaniy v kimberlitovykh porodakh Yakutii [Features of the composition and distribution of mica formations in kimberlite rocks of Yakutia], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1991, No. 7, pp. 58–66. (In Russ.)
  14. *Zinchuk N. N., Afanas'yev V. P.* Geneticheskiye tipy i osnovnyye zakonomernosti formirovaniya almazonosnykh rossypey [Genetic types and basic patterns of formation of diamond-bearing placers], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1998, No. 2, pp. 66–71. (In Russ.)
  15. *Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.* Osobennosti almazov iz kimberlitov Alakit-Markhinskogo polya Sibirskoy platformy [Features of diamonds from kimberlites of the Alakit-Markhinsky field of the Siberian platform], *Gemmologiya. Materialy yubileyroy 10-y nauchnoy konferentsii, Tomsk, Tomskiy TSNTI publ.*, 2023, pp. 12–24. (In Russ.)
  16. *Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.* Sravnitel'nyye osobennosti almazov iz kimberlitovykh mestorozhdeniy severnoy chasti Sibirskoy platformy [Comparative features of diamonds from kimberlite deposits of the northern part of the Siberian platform], *Vestnik SVFU. Nauki o Zemle*, 2024, No. 1 (33), pp. 11–30. (In Russ.)
  17. *Zinchuk N. N., Bondarenko A. T.* Fizicheskiye svoystva kimberlitov i vmeshchayushchikh porod Zolotitskogo polya Arkhangel'skoy almazonosnoy provintsii [Physical properties of kimberlites and host rocks of the Zolotitskoye field of the Arkhangelsk diamond-bearing province], *Problemy almaznoy geologii i nekotoryye puti ikh resheniya, Voronezh, VGU publ.*, 2001, pp. 237–262. (In Russ.)
  18. *Zinchuk N. N., Dukardt YU. A., Boris Ye. I.* Tektonicheskiye aspekty prognozirovaniya kimberlitovykh poley [Tectonic aspects of forecasting kimberlite fields], *Novosibirsk, Sibtekhnoreserv publ.*, 2004, 166 p. (In Russ.)
  19. *Zinchuk N. N., Zinchuk M. N.* Osnovnyye postavshchiki allotigennykh mineralov pri formirovanii drevnykh almazonosnykh tolshch [The main suppliers of allothigenic minerals during the formation of ancient diamondiferous strata], *Gemmologiya. Materialy yubileyroy 10-y nauchnoy konferentsii, Tomsk, Tomskiy TSNTI publ.*, 2023, pp. 24–38. (In Russ.)
  20. *Zinchuk N. N., Zinchuk M. N.* Tipomorfnyye osobennosti produktov vyvetrивaniya razlichnykh porod v svyazi s almazoposkovymi rabotami [Typomorphic features of weathering products of various rocks in connection with diamond prospecting], *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnyye chteniya pamyati P. N. Chirvinskogo, Is. 27, Perm, PGNU publ.*, 2024, pp. 8–31. (In Russ.)
  21. *Zinchuk N. N., Zuyev V. M., Koptil' V. I., Chornyy S. D.* Strategiya vedeniya i rezul'taty almazoposkovykh rabot [Strategy and results of diamond prospecting], *Gornyy vestnik*, 1997, No. 3, pp. 53–57. (In Russ.)
  22. *Zinchuk N. N., Koptil' V. I.* Osobennosti almazov v drevnykh osadochnykh tolshchakh na ploshcha-

- dyakh vliyaniya produktivnykh kimberlitovykh diatrem [Features of diamonds in ancient sedimentary strata in areas influenced by productive kimberlite diatremes], *Otechestvennaya geologiya* [Domestic Geology], 2019, No. 2, pp. 48–58. (In Russ.)
23. *Zinchuk N. N., Mel'nik YU. M., Serenko V. P.* Apokimberlitovyye porody [Apokimberlite rocks], *Geologiya i geofizika*, 1987, No. 10, pp. 66–72. (In Russ.)
  24. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T.* Istorikomineragenicheskiy analiz korennoy almazonosnosti Sibirskoy platformy [Historical and mineragenic analysis of the primary diamondiferous potential of the Siberian Platform], *Trudy NIIG Voronezhskogo gos. universiteta. Vyp.61, Voronezh, VGU publ.*, 2010, 100 p. (In Russ.)
  25. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T.* Tektonika i almazonosnyy magmatizm [Tectonics and diamond-bearing magmatism], *Voronezh, VGU publ.*, 2004, 282 p. (In Russ.)
  26. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T.* Istoricheskaya minerageniya v 3-kh tomakh: V. 1. Vvedeniye v istoricheskuyu minerageniyu [Historical minerageny in 3 volumes: V. 1. Introduction to historical minerageny], *Voronezh, VGU publ.*, 2005, 590 p. (In Russ.)
  27. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T.* Istoricheskaya minerageniya v 3-kh tomakh: V. 2. Istoricheskaya minerageniya drevnikh platform [Historical minerageny in 3 volumes: V. 2. Historical minerageny of ancient platforms], *Voronezh, VGU publ.*, 2007, 570 p. (In Russ.)
  28. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T.* Istoricheskaya minerageniya v 3-kh tomakh: V. 3. Istoricheskaya minerageniya podvizhnykh superpoyasov [Historical minerageny in 3 volumes: V. 3. Historical minerageny of mobile superbelts], *Voronezh, VGU publ.*, 2008, 622 p. (In Russ.)
  29. *Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N.* Ob anomalii obshchey skhemy preobrazovaniya razbukhayushchikh glinistykh mineralov pri pogruzhenii soderzhashchikh ikh otlozheniy v stratisferu [On the anomaly of the general scheme of transformation of swelling clay minerals during the immersion of sediments containing them into the stratisphere], *Vestnik Voronezhskogo gos. universiteta. Seriya geologiya*, 2003, No. 2, pp. 57–68. (In Russ.)
  30. *Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N.* Osobennosti glinistykh mineralov v otlozheniyakh razlichnykh osadochnykh formatsiy [Features of clay minerals in deposits of various sedimentary formations], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1997, No. 2, pp. 53–63. (In Russ.)
  31. *Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N.* Tipomorfnyye osobennosti i paleogeograficheskoye znachenie slyudistykh mineralov [Typomorphic features and paleogeographical significance of mica minerals], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1996, No. 1, pp. 53–61. (In Russ.)
  32. *Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N.* Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoy kory [Conditions for the accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2001, No. 12, pp. 45–51. (In Russ.)
  33. *Mishenin S. G., Zinchuk N. N., Bondarenko A. T.* Petrofizicheskiye parametry kimberlitov, trappov i osadochnykh gornykh porod Daldyno-Alakitskogo rayona Yakutii [Petrophysical parameters of kimberlites, traps and sedimentary rocks of the Daldyn-Alakit region of Yakutia], *Problemy almaznoy geologii i nekotoryye puti ikh resheniya, Voronezh, VGU publ.*, 2001, pp. 267–323. (In Russ.)
  34. *Myasnikov F. V.* Almazonosnaya litosfera Sibirskoy platformy (po geofizicheskim dannym), ereditarnost' dokembriya, paleoproterozoyskiy plyumovyy magmatizm, almazonosnost' Anabarskoy tektonicheskoy provintsii [Diamond-bearing lithosphere of the Siberian Platform (according to geophysical data), Precambrian heredity, Paleoproterozoic plume magmatism, diamond-bearing capacity of the Anabar tectonic provinc], *Otechestvennaya geologiya* [Domestic Geology], 2023, No. 1, pp. 70–91. (In Russ.)
  35. *Myasnikov F. V.* Almazonosnaya litosfera Sibirskoy platformy (po geofizicheskim dannym). Tektonicheskoye rayonirovaniye [Diamond-bearing lithosphere of the Siberian platform (according to geophysical data). Tectonic zoning], *Otechestvennaya geologiya* [Domestic Geology], 2022, No. 6, pp. 64–75. (In Russ.)
  36. *Rozen O. M., Levskiy L. K., Zhuravlov D. Z., Spetsius Z. V., Makeyev A. F., Zinchuk N. N., Manakov A. V., Serenko V. P.* Sostav i vozrast zemnoy kory severovostoka Sibirskoy platformy: izucheniye ksenolitov v kimberlitakh i kernov glubokikh skvazhin [Composition and age of the earth's crust of the northeast of the Siberian platform: study of xenoliths in kimberlites and deep well cores], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 2006, No. 4, pp. 18–28. (In Russ.)
  37. *Savko A. D., Shevyrev L. T., Zinchuk N. N.* Epokhi moshchnogo koroobrazovaniya v istorii Zemli [Epochs of powerful crust formation in the history of the Earth], *Voronezh, VGU publ.*, 1999, 102 p. (In Russ.)
  38. *Khar'kiv A. D., Zuyenko V. V., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I., Ukhanov A. V., Bogatykh M. M.* Petrokhimiya kimberlitov [Petrochemistry of kimberlites], *Moscov, Nedra publ.*, 1991, 304 p. (In Russ.)
  39. *Khitrov V. G., Zinchuk N. N., Kotel'nikov D. D.* Primeneniye klaster-analiza dlya vyyasneniya zakonmernostey vyvetrivaniya porod razlichnogo sostava [Application of cluster analysis to elucidate the patterns

- of weathering of rocks of various compositions], Doklady AN SSSR, 1987, V. 296, No. 5, pp. 1228–1233. (In Russ.)
40. *Erinchek Yu. M., Mil'shteyn Ye. D., Kolesnik N. N.* Glubinnoye stroyeniye i geodinamika rayonov proyavleniya kimberlitovogo magmatizma na Sibirskoy platforme [Deep structure and geodynamics of areas where kimberlite magmatism occurs on the Siberian Platform], Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2000, No. 10, pp. 209–228. (In Russ.)
41. *Clifford T. N.* A structural framework of Africa, African Magmatism and tectonics, Edinburgh, Oliver and Boyd, 1970, pp. 1–26.
42. *Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V.* The age of Predictable primary diamond sources in the North-eastern Siberian platform, Doklady Earth Sciences, 2015, V. 465, No. 2, pp. 1297–1301.
43. *Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform, Petrology, 2001, V. 9, No. 6, pp. 576–588.
44. *Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O.* Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry, Journal of Geochemical Exploration, 2002, V. 76, No. 2, pp. 93–112.

Статья поступила в редакцию 15.01.24; одобрена после рецензирования 19.03.24; принята к публикации 19.03.24.  
The article was submitted 15.01.24; approved after reviewing 19.03.24; accepted for publication 19.03.24.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.