

Н. Н. Зинчук, д-р геол.-минерал. наук, профессор, академик АН РС (Я),
председатель Западно-Якутского научного центра АН РС (Я), г. Мирный,
nnzinchuk@ramber.ru

О СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

На основании проведенных исследований и обобщения имеющегося материала показано, что любые проявления магматизма на древних докембрийских платформах являются результатом развития рифтогенеза (горизонтального растяжения земной коры). В постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогенез, связанный с коренными перестройками литосферы. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный фациальными рядами щелочных базальтоидов, пикритовых порфиритов, щелочно-ультраосновных образований и в меньшей мере кимберлитов. Широко развиты на древних платформах открытые континентальные рифты (включая авлакогены), происхождение которых связано с тектоническими движениями горно-складчатого обрамления; кимберлиты и кимберлитоподобные породы здесь обычно отсутствуют. Кимберлиты обычно локализируются в линеаментных рифтах. Во многих кимберлитовых полях алмазонасных кимберлитов другие магматические проявления обычно отсутствуют. Линеаментные рифты, уступая по мощности рифтогенеза открытым рифтам, продуцируют наиболее глубокие магматические образования (включая кимберлиты). Основными эпохами континентального рифтогенеза на древних платформах являются рифейско-вендская, среднепалеозойская и позднемезозойская. Рифты, наложенные на раннепротерозойские аккреационные и коллизионные орогены, названы возрожденными континентальными рифтами открытого или линеаментного характера. Широко проявились также континентальные новообразованные рифты на архейском кристаллическом фундаменте. Инверсионная среднепалеозойская стадия развития рифтов сопровождалась также кимберлитовым магматизмом. Наиболее интенсивное поднятие Сибирской платформы приходится на середину среднекаменноугольной эпохи, что привело к формированию речной сети и области денудации, приуроченные к основным антеклизам платформы. История палеотектонического развития платформы в течение байкальского и каледонского этапов показала пространственную и структурно-тектоническую связь кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, подчеркивая расположение их алмазонасных разностей в малоамплитудных линеаментных рифтах, пересекающих на ортократонах термоблемы.

Ключевые слова: древние рифты и рифтогенез, кимберлиты и другие магматиты, Сибирская платформа, земная кора, кристаллический фундамент, авлакогены, антеклизы, синеклизы, алмазонасность.

Обобщение обширных материалов по алмазонасному и конвергентному с ним магматизму позволил на большом фактическом материале показать (рис. 1) соот-

ношение в неогее этапов осадконакопления (площадь и типы осадочных образований), эпох мощного корообразования и кимберлитового магматизма. Рассма-

тривая в целом изменение площадей проявления магматизма в фанерозое, можно отметить, что магматический процесс на континентах Земли развивался циклично, переживая относительные максимумы (ранний кембрий, ордовик, ранняя юра, поздний мел и палеоген) и минимумы (средний кембрий, силур-девон, средняя юра, ранний мел и палеоген). Большая часть “пиков” магматизма на континентах соответствует эпохам мощного корообразования: раннепалеозойский, поздне триасовый-раннеюрский, поздне меловой-раннепалеогеновый и миоценовый. На осно-

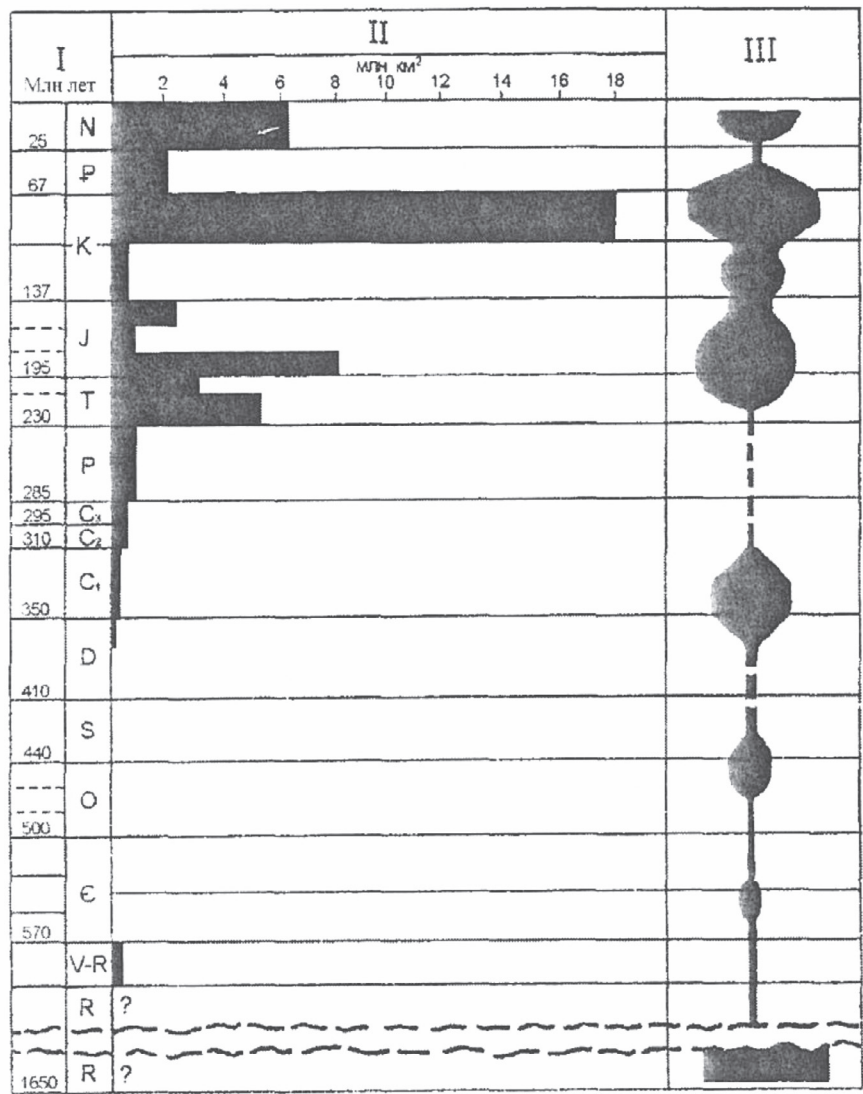


Рис. 1. Схема областей платформенного типа развития, не подвергшихся морским трансгрессиям, и интенсивность внедрения потенциально алмазоносных диатрем в неогее Земли [14]: Римскими цифрами обозначены: интервалы геохронологической шкалы (I); площади, занятые магматитами в областях платформ вне ореолов трансгрессии (II); результаты оценки интенсивности процесса внедрения трубок взрыва потенциально алмазоносных пород (III). Соединяющая интервалы массового внедрения диатрем тонкая сплошная или прерывистая линия – единичные случаи мантийного диапиризма

вании проведенного обобщения материалов с широким использованием геологического и радиологического датирования пород получены данные, позволяющие выделить [14–16, 32] в неогее следующие восемь временных интервалов, различающихся интенсивностью мантийного диапиризма: позднепротерозойский (рифейский), раннепалеозойский, среднепалеозойский, раннекаменноугольный, познетриасовый-раннеюрский, раннемеловой, позднемеловой-раннепалеогеновый и позднепалеогеновый-ранненеогеновый. Основными эпохами корообразования являются мезокайнозойские (познетриасовая-раннеюрская, позднемеловая и олигоцен-миоценовая), с которыми связаны максимумы магматической активности континентов. В раннем палеозое кимберлитовые диатремы в массовом количестве формировались также в пределах обширных поверхностей выравнивания Сибирской платформы (СП) и в меньшей мере Южной Африки и Южного Китая. Границы современной СП обычно проводятся по тектоническим швам, представляющим собой надвиги складчато-глыбовых сооружений на субгоризонтально залегающие платформенные образования [2–4, 7–8, 21, 33], однако перспективные на алмазы территории занимают существенно меньшие её площади (рис. 2). Геоморфологически СП выражена резким переходом от горных областей к платформенным плоскогорьям и равнинам. В геосинклинальное окружение платформы включаются [1–2, 5–7, 28–32, 34–38] краевые (перикратонные) прогибы, на юге и западе – это Байкало-Патомский, Восточно-Саянский и Приенисейский. Такие прогибы классифицированы [9–12, 14–17] как миогеосинклинальные или парагеосинклинальные, которые заложились в пределах консолидированного катархейского кристаллического фундамента. В докембрийский период дроблению подверглись в основном краевые части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и обособленных внутриплатформенных континентальных

поднятий (типа антеклиз) с обнаженным кристаллическим фундаментом, перекрытых в отдельных местах среднепротерозойским протоплатформенным чехлом [18–20, 23–28, 32]. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через всю центральную часть платформы и отделяла северный и западный бассейны от Северо-Восточного и Байкало-Вилуйского бассейнов. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития. При этом рифейские отложения погребены под образованиями фанерозоя. В северо-восточной части СП рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленекском бассейне. Последний образован группой грабенов, вклинивающихся в СП со стороны плиты моря Лаптевых [9, 39–40]. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинского или Билиро-Уджинского. Уджинский авлакоген сильно раздроблен конседиментационными и инверсионными разломами с амплитудами до 200 м субмеридионального направления, а также построифейскими разломами меридионального, северо-западного и субширотного направлений. В конседиментационной структуре Уджинский авлакоген состоял из западного Куонамского и центрального глубокого Билиро-Уджинского грабенов. В конце рифея авлакоген претерпел частичную инверсию, проявившуюся в основном в северной его части, которая вследствие этого была преобразована в Сапыйско-Уджинский горст. Последний разделил авлакоген на два прогиба – восточный Харабийский и западный Хастахский. В Уджинском авлакогене известны рифейские интрузии нефелин-сиенитов. Под западным бассейном рифейского осадконакопления исследователи обычно понимают [7, 11–13] территорию, занятую более молодыми отложениями, которые в различной степени изучены в

Тунгусской синеклизе, Ангаро-Тассеевской впадине и других структурах. Данные о рифейских отложениях внутренних районов бассейна весьма ограничены и только в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, где они вскрыты на глубину до 1 км. Выходы карбонатного рифея известны

на северо-западном склоне Анабарского щита, в бассейне нижнего течения р. Котуй. На юге СП в Байkitской антеклизе и её склонах карбонатный рифей выделяется в комовскую серию доломитового состава, мощность которой достигает до 2 500 м.

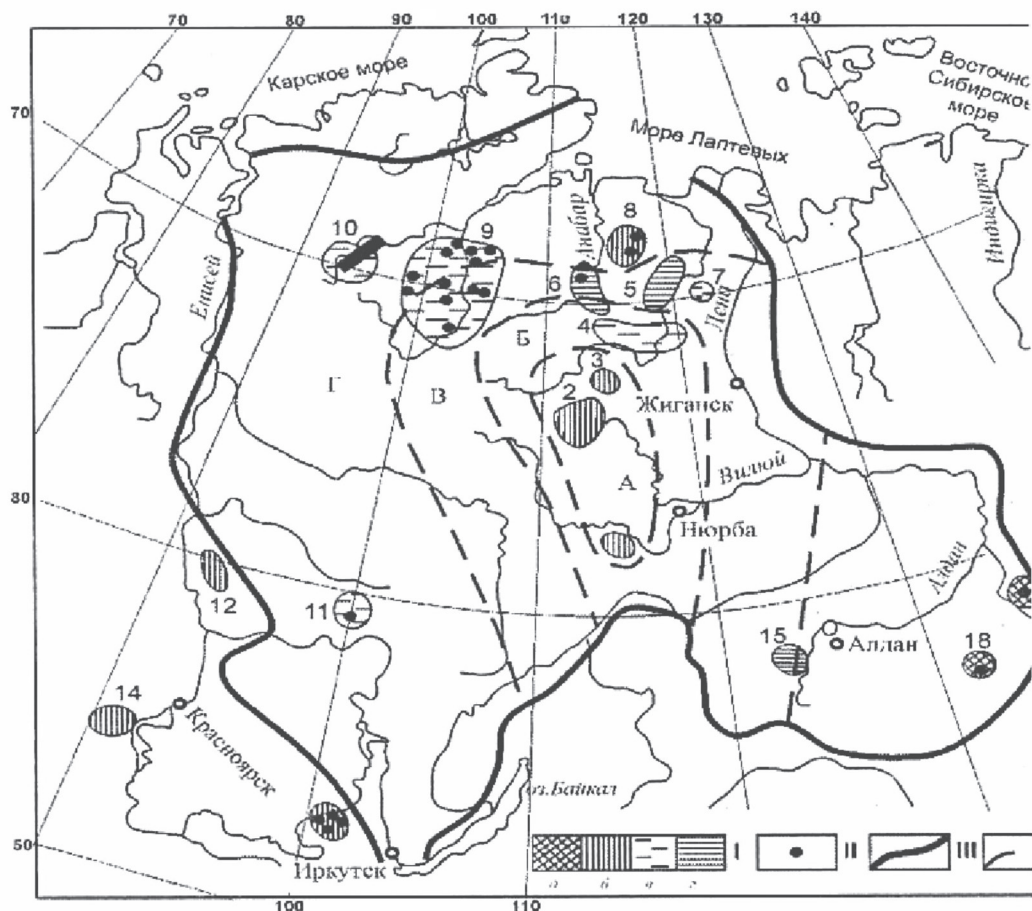


Рис. 2. Схема закономерности локализации высокоалмазоносных пород среднего палеозоя на Сибирской платформе [16]:

I – районы развития кимберлитовых и родственных им пород: а – д – возраста: а – докембрийского, б – палеозойского, в – раннемезозойского, г – позднемезозойского, д – неопределенного возраста алмазоносных районов (1 – Малоботуобинский, 2 – Далдыно-Алакитский, 3 – Мунский, 4 – Среднеоленинский, 5 – Нижнеоленинский, 6 – Куонамский, 7 – Приленский, 8 – Уджинский, 9 – Маймеч-Котуйский, 10 – Каменский, 11 – Чадобецкий, 12 – Енисейский, 13 – Окинский, 14 – Минусинский, 15 – Чомподинский, 16 – Тобукский, 17 – Ингилийский, 18 – Арбарасахский); II – массивы центрального типа ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород; III – граница Сибирской платформы; IV – границы преимущественного развития разнофациальных пород (А – кимберлитов алмазной субфации, Б – кимберлитов алмаз-пироповой субфации, В – кимберлитов пироповой субфации, Г – родственных кимберлитам пород)

Образование седиментационного бассейна центрально-восточной части СП, вытянутого в северо-восточном направлении через всю платформу от озера Байкал до нижнего течения р. Лена, обусловлено заложением в начале рифея много-синклинального прогиба, окаймляющих его перикратонных опусканий и Палеовиллюйского авлакогена. Унаследованные в более позднем структурном плане рифейские перикратонные опускания именуются [7, 11] Ангаро-Ленским и Березовским прогибами. О составе и мощности рифейских отложений, выполнивших Байкало-Патомский прогиб, можно судить по разрезу Уринского антиклинория, обнажающегося в долине р. Лена, где установлен нижний и средний рифей. К первому относится мариинская свита мощностью до 1 900 м (в основном гравелиты и песчаники). Верхний отдел представлен жданкунской свитой (конгломераты – до 1 000 м), баракунской, уринской, каланчевской, никольской и ченчинской свитами (циклическая терригенно-карбонатная толща мощностью до 5 км). В Ангаро-Ленском и Березовском прогибах рифейские отложения представлены только верхним отделом. Наличие рифейских рифтовых структур в основании Виллюйской синеклизы позволяет предполагать [11, 16] расположение на этой же территории среднепалеозойского Патомско-Виллюйского авлакогена. Сквозной Палеовиллюйский авлакоген притягивался через территорию современной Виллюйской синеклизы от переклинали Уринского антиклинория, погружающихся склонов перикратонных опусканий до передовых складок Западного Верхоянья. Состав и мощность рифейских отложений Палеовиллюйского авлакогена в целом сопоставимы с таковыми Уринского антиклинория, а также Сетте-Дабанского авлакогена, с которыми первый составляет единую структуру. Палеовиллюйский авлакоген состоял из двух основных грабенов – северного, Линденско-Ыгыаттинского, и южного – Лунгино-Кемпендяйского, а также, разделяющего их центрального горста, которому

в современном структурном плане соответствуют Хапчагайский меговал и Сунтарское поднятие. Отложения рифея развиты и в центральной части Линденско-Ыгыаттинской ветви Палеовиллюйского авлакогена, где залегают на больших глубинах [15].

К началу девонского периода (каледонская складчатость) оформились границы СП, близкие к современным её очертаниям. В этих очертаниях СП является частью архейско-раннепротерозойского континента. На СП девонского периода положение и развитие седиментационных бассейнов и областей денудации определялось тектоническим развитием платформы в предшествующие байкальский и каледонский этапы. После эпохи складчатости и орогенеза, имевших место в конце рифея, вендская трансгрессия постепенно распространилась на весь Восточно-Азиатский кратон. Среднепалеозойская история тектонического развития СП начинается с конца силурийского – начала девонского периода, когда в результате каледонской складчатости и орогенеза на платформе установился континентальный режим. Наименьшую продолжительность континентальный перерыв имел в центральных частях отрицательных структур, подготовленных ещё рифейскими и венд-кембрийскими тектоническими движениями. Широкая трансгрессия началась со среднего девона и достигла максимума к концу фаменского века позднего девона [11]. В начале трансгрессии обособились и в дальнейшем развивались седиментационные бассейны и разделяющие их области денудации. Образовались в северной части СП Анабарская и Оленекская антеклизы, а также Сюгджерская седловина, разделенные между собой Билиро-Уджинской континентальной депрессией. Главнейшими тектоническими структурами этой территории являются Хатанский и Харабыйский грабены, разделенные горстом. Выделяемая часто Далдыно-Оленекская зона разломов, соединяющая расположенные примерно на одной прямой линии

кимберлитовые поля Муно-Оленекской группы и Далдыно-Алакитского алмазного района, не совпадает с разломами Билиро-Уджинской депрессии, а пересекает их под острым углом. Зафиксированные в осадочном чехле непротяженные разломы этого направления [11] относят к Далдыно-Оленекскому линеamentному рифту. Тунгусский бассейн с юга СП ограничивался Иркинсеевским валообразным поднятием, инверсированным рифейским одноименным авлакогеном. В Тунгусской синеклизе выделяется ряд структурно-фациальных районов, каждый из которых имеет свои специфические литолого-стратиграфические особенности. Главными конседиментационными структурами этой части платформы были Курейская и Котуйская системы грабенов, регенерированных одноименных рифейских авлакогенов. Нередко ветвь грабенов сопровождается дайками долеритов катангского комплекса того же направления, что свидетельствует о их приуроченности к зоне горизонтального растяжения коры.

Комплексные геолого-геофизические исследования в районах кимберлитовых полей [4–6, 10, 12, 28] свидетельствуют, что на таких площадях земная кора обладает различными аномальными геофизическими свойствами, которые связаны с неоднородностью в верхней мантии и фундаменте [17–22, 28–30]. Высказываются также предположения, что они являются результатом кимберлитового магматизма. При этом, среднепалеозойские кимберлитовые поля СП принадлежат к подобным структурам III порядка. Глубинные свойства таких территорий определяются не только тектономагматической активизацией, а в основном их изначальным состоянием над термоблемами [7, 11–13]. Поэтому геофизические неоднородности нужно рассматривать и воспринимать не как непосредственные указатели предполагаемого кимберлитового поля, а как признаки термоблем. В качестве их выделения как возможных кимберлитовых полей в магнитном поле можно привести [12] термоблемы Тюнгского ортократона:

Накынская, Салакут-Тюнгская и Эйкская. Первая является Накынским кимберлитовым полем, в пределах которого открыты [9–13] три кимберлитовые трубки (Ботуобинская, Нюрбинская и тело Майское). При определенных термодинамических условиях глубинные кимберлитовые сегрегации (ГКС) и коровые кимберлитовые сегрегации (ККС) продуцируют кимберлитовые поля, состоящие из того или иного количества трубок, даек и силлов. Основными необходимыми условиями таких процессов являются: а) разогрев ГКС и ККС до температур, достаточных для подплавления с притоком под давлением газовых эманаций и флюидов; б) нахождение коры в состоянии горизонтального растяжения, обеспечивающего проникновение кимберлитовой магмы на поверхность по разломам и зонам трещиноватости. Эти условия возникают в эпохи тектономагматической активизации литосферы [5, 13, 28, 31, 35]. Кимберлитовая магма ГКС и ККС насыщалась горячими парами воды, углекислым газом и другими флюидно-газовыми компонентами и под давлением выталкивалась вверх по открытым тектоническим каналам. На подходе к осадочному слою литосферы на разных уровнях процесс заканчивается вулканическими эксплозиями. В эпохи тектономагматической активизации кимберлитовые поля различные структурно-тектонические элементы, находящиеся отражения на поверхности кристаллического фундамента и в нижних слоях осадочного чехла. В некоторых случаях радиально-концентрическое строение кимберлитовых полей обнаруживается и на аэрокосмоснимках [6, 15, 26, 34].

Основные условия проявления кимберлитового магматизма обеспечиваются рифтогенезом – одним из ведущих факторов развития кратонов в протерозое и фанерозое и в особенности авлакогенами – объёмными рифтовыми структурами древних платформ Мира. Проявлений кимберлитового магматизма непосредственно в пределах авлакогенов не наблюдается, в них часто развит трапповый

магматизм обычно со щелочным уклоном. Однако авлакогенам тесно генетически и пространственно сопутствуют рифтогенные структуры особого типа, именуемые линейными рифтами и областями динамического влияния авлакогенов, которые способствуют не только проницаемости коры, но и поступлению теплового потока и газовых флюидов в ГКС и ККС [11–13]. Такие структуры непосредственно контролируют кимберлитовые поля. Преобладающие гипотезы происхождения алмазонасных кимберлитов происходят из фундаментального предположения о том, что кимберлитовая магма и её эксплозивные производные проникают в земную кору по глубинным разломам. При этом в зависимости от глубины локализации магматического очага и от термобарических условий формируются кимберлитовые расплавы различного фацеального состава. Наиболее глубокой (до 250 км) является алмаз-пироповая фация. Периодичность тектонической и магматической активизации выражается в появлении многочисленных глубинных разрывов земной коры обычно унаследованных от геосинклинального развития. Согласно мобилистским представлениям [24–32], древние платформы подвергались лишь глыбово-волновым колебательным движениям, что привело к горизонтальному (или собранному в пологие изоморфные складки) залеганию осадочного чехла. Исключения из этих правил относятся лишь к некоторым особым направлениям и площадям с рифтовым режимом. По мере глубинного изучения чехла и фундамента [3–7, 11–13, 20–22, 29–35] получены сведения, что разломы небольших амплитуд, а также площади с рифтовым режимом имеют значительно большее распространение, чем предполагалось ранее. Однако закономерности о слабой нарушенности и тектонической устойчивости больших регионов древних платформ (антеклиз, седловин и их склонов) еще раз подтверждены и на таких территориях, к которым обычно приурочены кимберлитовые тела. В действительности же име-

ется противоречие: с одной стороны, кимберлиты, как предполагается, находятся в зонах мантийных разломов, а с другой – в пределах слабо нарушенных структур. Такое противоречие исследователи объясняют наличием скрытых разломов, не проявляющихся в чехле, которые обычно характеризуются кимберлитовой специализацией. В кристаллическом фундаменте, прошедшем сложный путь геосинклинального развития, можно найти множество разломов, а по данным геофизики – аномальных зон, претендующих на их роль скрытых фанерозойских глубинных разломов. В результате на исследованных площадях появилось (и появляется) большое количество тектонических схем с множеством глубинных (мантийных и коровых) разломов. Считалось, что эндогенные полезные ископаемые (как и магматические проявления любого типа) связаны с субвертикальными перемещениями по глубинным разломам, многие из которых возникли ещё в докембрии и сохранили свою активность до настоящего времени. Поэтому под термином глубинный разлом мантийного или корового заложения (применительно к платформам) обычно понимаются вертикальные или безамплитудные разрывы земной коры, или крутопадающие разрывы, достигающие мантии или проникающие в неё вплоть до астеносферы. В действительности на платформах нет фанерозойских разломов такого типа, а есть амплитудные разрывы земной коры, достигающие (или не достигающие) кровли верхней мантии. Они имеют листрическую природу и ступенчатое строение, поскольку их образование связано с периодическими растяжениями или сжатиями земной коры. Выделение глубинных разломов без привлечения данных конкретной геологии осадочного чехла ведет к нарушению одного из основных признаков – соответствия вертикальных и латеральных масштабов геологического явления. Фанерозойские глубинные разломы отчетливо выражены в осадочном чехле. При достаточной геологической изученности

их выделение, как уникальных образований на древних платформах, не является проблемой, требующей каких-либо умозрительных гипотетических предположений. Протяженность глубинных разломов, их ширина, величина вертикальных амплитуд соответствует масштабам региональных и общепланетарных тектонических процессов, их порождающих, являются значительными, исключая отнесение к глубинному разлому элементарную безамплитудную трещину. Геотектоническому масштабу явления соответствует и продолжительность активной жизни глубинного разлома, что находит [11, 24–27] своё отражение в фациальном составе отложений седиментационного бассейна, в котором локализован разлом. Таким критерием обычно отвечают на древних платформах краевые разломные зоны рифтов, а также авлакогенов, крупные грабены и горсты этих структур, а также перикратонных опусканий и краевых прогибов. Рифейские и фанерозойские разломы на древних платформах Мира многочисленны, но глубинные редки. Представлены разломы всевозможными кинематическими типами: сбросами, взбросами, надвигами и сдвигами с вертикальными амплитудами от первых десятков до тысячи метров. Преобладают разломы с амплитудами менее 200 м. Предлагается [7, 11–13] разломы древних платформ, картируемые геологическими и геофизическими методами, разделить на следующие генетические типы: а) рифтогенные разломы пассивных океанических окраин, непосредственно связанные с океаническими рифтовыми системами (древними и современными); сюда входят разломы континентальных рифтов, являющихся непосредственным продолжением океанических рифтов, а также трансформенных разломов последних, представленных грабенами или их системами, поперечных по отношению к спрединговым зонам; б) рифтогенные разломы внутриплатформенных авлакогенов и других рифтогенных зон, происхождение которых неразрывно

связано с тектоническими коллизиями в горно-складчатом обрамлении платформ; крупные авлакогены определяют развитие долгоживущих седиментационных бассейнов – синеклиз и антеклиз; в) разломы перикратонных опусканий и краевых прогибов – амплитудные сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги, прослеживающиеся параллельно краевым швам. Глубинные разломы порождаются движениями внутриплатформенных коровых плит по поверхности верхней мантии или литосферных плит по астеносферному слою. Палеозойская история развития древних платформ определяется авлакогенами и сопутствующими им рифтовыми структурами. При этом понимается [11–13], что авлакогены – это структуры, которые обуславливают наличие таких основных структур платформы, как антеклизы и синеклизы. Платформы, заложившись в основном в рифее, усложнялись и преобразовывались, продолжая развиваться и в фанерозое. На их основе возникали обширные синеклизы, где направленный рифтогенез нередко сменялся разносторонним площадным растяжением с массовыми трапповыми излияниями. В других случаях узкие и протяженные рифты инверсировали и превращались в валобразные поднятия. В целом рифтогенез является тем механизмом, посредством которого движения в складчатом геосинклинальном обрамлении передаются на платформы. Периодические горизонтальные растяжения и сжатия земной коры, являясь глобальными явлениями, реализуются как в авлакогенах, так и в кристаллическом фундаменте, который разбит планетарной трещиноватостью различных направлений и порядков. В определенные тектонические фазы по отдельным системам трещин происходит растяжение. В осадочном чехле наблюдаются многочисленные достаточно протяженные, но малоамплитудные грабены и взбросы. Эти образования не выходят за границы кристаллического фундамента и являются реакциями на послойные внутрикоровые сдвиги.

В течение раннего и позднего протерозоя и фанерозоя сформировалось [7, 11–13] не менее пяти типов рифтовых и рифтогенных структур: а) аккреционные и коллизионные орогены, являющиеся структурами коллизии и орогенеза широких линейных зон дробления и горизонтального растяжения земной архейской коры; б) линейно-площадные прогибы раннепротерозойских протоплатформ; в) линейные пояса и площадные рои мафитовых даек, которые связаны с умеренным горизонтальным растяжением земной коры и неглубоким проникновением в неё трещин; г) континентальные рифты, в которые входит широкий круг линейных структур горизонтального растяжения с возрастом от раннего протерозоя до кайнозоя; д) авлакогены – рифтогенные структуры различных возрастов, распространенных на всех древних платформах мира. Линеаментные рифты обычно сопровождают авлакогены, протягиваясь по их периферии в удалении от центральных его зон. Аккреционные и коллизионные орогены на древних платформах являются вещественно-тектоническими единицами кристаллического фундамента. Такие орогены иногда выделяются под названием “зоны тектонического меланжа” или “шовные зоны”. Коллизионные орогены отличаются от аккреционных тем, что их стадия растяжения была остановлена на ступени континентального осадочно-вулканогенного пояса, после чего последовал процесс их горизонтального сжатия. Описываемые орогены прошли через стадию континентальных рифтов. В течение этой стадии в них могли присутствовать характерные для континентальных рифтов интрузии, в том числе и алмазонасных кимберлитов. Линеаментный рифт – это грабен или система узких грабенов. Ограничивающие его наклонные сбросы достигают мантии или рассекают кристаллический фундамент на значительную глубину. Линеаментные рифты являются континентальными постседиментационными. Имея незначительные вертикальные амплитуды на закрытых территориях, они с трудом

картируются обычными геологическими методами, но обычно хорошо видны на космоснимках [29, 34]. Открытые рифты, согласно классическим представлениям о рифтогенезе [24, 32], образуются над anomalно разогретыми линейными зонами астеносферы в результате горизонтального растяжения и раскола вдоль этой зоны литосферной плиты на две части, расходящимися во взаимно противоположных направлениях. В верхнюю мантию внедрялся материал с низкой плотностью и пониженными скоростями сейсмических волн, который подпитывался истощенным астеносферным пиролитом, а также газовыми эманациями, состоящими из CO_2 , CH_4 , H_2 и N_2 с низкими содержаниями H_2O . Застывший на определенном уровне по окончании рифтового процесса поднявшийся магматический материал и образует мантийный диапир, который в процессе подъема является источником вулканических и интрузивных тел, локализующихся в коре рифта. Под его воздействием образуется полурасплавленная корово-мантийная подушка, а в некоторых рифтах – кислые эффузивы, за счёт подплавления корового материала. Магматический материал от диапира в кору поступает по подводящим каналам, строение и расположение которых (как и их количество) определяются структурой верхней мантии [28–30]. Последняя, по своему составу, не является полностью однообразной, поскольку в ней содержатся локальные геохимические обособленные участки обогащенного и истощенного пиролита. Геохимически неоднородный материал поступал в магматическую колонну и из астеносферы, что приводит к множеству самостоятельных магматических очагов диапира, питающего различного состава интрузивные и эффузивные тела рифтов. Продукты магматизма рифтов обычно характеризуются повышенной (от слабой до сильной) щелочностью, но распространены также толеитовые и известково-щёлочные типы пород. Преобладание толеитовых или умеренно-щёлочных основных магматитов указывает

на высокую степень раскрытости рифта или достижение мантийным диапиром переходного между мантией и корой слоя, или внедрение в нижнюю кору. Возможно, должна существовать закономерная связь между высотой подъема магматического диапира, раскрытостью рифта и характером его магматизма. При равных условиях ширина магматической колонны может быть различной, что определяет размеры рифта, но не интенсивность рифтогенеза. Нижняя часть магматической колонны с магматическими очагами, продуцирующими их проявление в рифте, является астеносферным выступом (или магматическим диапиром), а верхняя – колонной термально и механически разуплотненной аномальной мантии, то есть подушкой корово-мантийной смеси, разделяющей тектонические деформации коры и мантийной колонны. Отмечена закономерность [21, 24, 28–30] высоты нахождения магматического диапира с мощностью поглощенной коры и глубиной грабенов рифтов. При фиксированном положении магматического диапира мощность поглощенной коры может увеличиваться за счет декомпрессионного плавления в её низах, вызванного автономным, независимым от мантии, растяжением коры. Тектоническое и магматическое состояние коры рифта регулируется магматической колонной и происходящими в ней автономными тектоническими движениями. Распределение магматических образований в рифте, характер их локализации и форма проявления (интрузии и эффузивы) зависят от особенностей его тектонической структуры. Химические свойства магматизма определяются в основном состоянием магматической колонны. Высокое положение магматического диапира, в пределе равное всей мощности верхней мантии, генерирует основной магматизм, умеренно высокое положение – основной магматизм со щелочным уклоном. Однако и при низком положении магматического диапира в условиях автономного добавочного растяжения коры происходит подплавление переходного мантийно-

корового слоя, выплавление базальтов и проявление основного магматизма на поверхности. Это подчеркивает многообразие условий рифтогенеза и магматизма, проявившегося при закономерностях – чем ниже магматический диапир, тем выше щелочность и ультраосновность магматитов рифта и, наоборот, чем выше диапир, тем ниже щелочность основных пород этого геологического образования. Происходящая пульсация магматического диапира порождает разнообразие чередующихся во времени магматических проявлений от ультраосновных со щелочным уклоном до основных. Наиболее глубинные фации продуцируются магматическим диапиром, кровля которого располагается на глубинах предельной глубины существования астеносферного выступа – от 80–120 км. Они представлены пикритами, карбонатитами, среди которых встречаются и кимберлитоподобные породы. В открытом рифте происходит полная разгрузка магматического вулканизма отдельных пород, но кимберлиты обычно отсутствуют. Массивы ультраосновных щелочных пород (в том числе и расслоенных) и карбонатитов связаны с открытыми рифтами. Присутствие в этих массивах алмазонасных кимберлитов не отмечено, что подчеркивает отсутствие генетической связи между открытыми рифтами и кимберлитовым магматизмом. Открытые рифты (в том числе авлакогены) на древних платформах Мира обычно располагаются вдоль поясов или по окраинам кратонов, не пересекая их центральных частей и тем более ортократоны (за исключением эпиорогенных рифтов), заложившихся на фундаменте, переработанном позднепротерозойским орогенезом [9–12]. Естественно, что 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 подъеме корово-мантийной границы и сокращении мощности коры. Линеамент-

ные рифты чаще всего связаны с открытыми рифтами, протягиваясь вдоль их бортов или образуя различного рода ответвления; иногда они берут начало от горно-складчатого или океанического обрамления платформы. Ширина линейных рифтов находится в пределах 20–40 км, значительно уступая ширине открытых рифтов.

Вилуйский девонский седиментационный бассейн, рассматриваемый обычно как Патомско-Вилуйский авлакоген, занимает Вилуйскую синеклизу, а также Нюйско-Джербинскую впадины Предплатинского перикратонного опускания. На юго-западе он окаймлялся обширным континентальным массивом, включающим Ангаро-Ботуобинскую антеклизу, в которую входила и зона Приленских складок, Байкало-Патомскую горно-складчатую область и Алданскую антеклизу. Вилуйский бассейн входил в единую систему герцинских прогибов Верхояно-Чукотской эпиплатформенной геосинклинальной области [6, 11–13]. В позднем палеозое на авлакоген была наложена Вилуйская синеклиза, отложения в которой представлены пестроцветными терригенными и терригенно-карбонатными породами, а также туффитами. Несколько иной состав имеют отложения Кемпедняйской депрессии, что объясняется её структурно-фациальной обособленностью и большей глубокководностью условий осадконакопления. Для этой впадины характерно отсутствие базальтовых покровов, широко развитых на других территориях, где разрезы начинаются с базальтовых покровов, залегающих непосредственно на породах нижнего палеозоя. Патомско-Вилуйский авлакоген ограничивается с запада и северо-запада Чаяндинско-Буордахским разломом и Вилуйско-Мархинским тектономагматическим поясом, состоящим из грабенов и трещин горизонтального растяжения, заполненных (или не заполненных) дайками долеритов вилуйско-мархинского комплекса. Среди разрывных нарушений Вилуйско-Мархинского пояса выделяет-

ся зона Укугутских грабенов (Укугутский линейный рифт), являющаяся как бы северо-западным продолжением граничного субмеридионального Буордахского разлома. Мирнинское (рис. 3) и Накынское кимберлитовые поля располагаются в зоне Укугутского линейного рифта. На формирование структурно-тектонического плана Линденско-Ыгыаттинской ветви авлакогена оказала влияние зона Укугутских грабенов, а также следующие поперечные структуры: разломы, связанные с формированием Чебыдинской моноклинали, Ангаро-Синского рифтового барьера, Тербасского грабена и возможно других подобных структур северо-западного направления (Тангарынского сброса и др.). Тектоническое развитие Патомско-Вилуйского авлакогена началось заложением в рифее Предпатомского краевого прогиба и его продолжения – Кемпедняйско-Келинского прогиба. Инверсия региона сопровождалась горизонтальным поперечным сжатием этой тектонически нестабильной территории СП. Наступившая затем венская стадия трансгрессии была вызвана его структурным растяжением с расширением территории. В результате образовалась Вилуйская впадина, где нижневендские отложения были представлены наиболее полно. Прогиб с юга ограничен Ангаро-Ленским и Кемпедняйским разломами, а с севера – Вилуйско-Мархинским разломом, который представлен серией пространственно сближенных разрывных и пликативных дислокаций. В пределах Якутской алмазоносной провинции, в её платформенной части, нередко исследователями рисуется решетка ортогональных и диагональных глубинных разломов, с которыми связываются широко распространенные на востоке рои базальтовых даек, массивы основных и щелочно-основных пород, траппы и кимберлиты. Глубинные разломы трассировались как в пределах платформы, так и в орогенных областях по гравитационным и магнитным аномалиям. Большинство исследователей считали, что полезные эндогенные ископа-

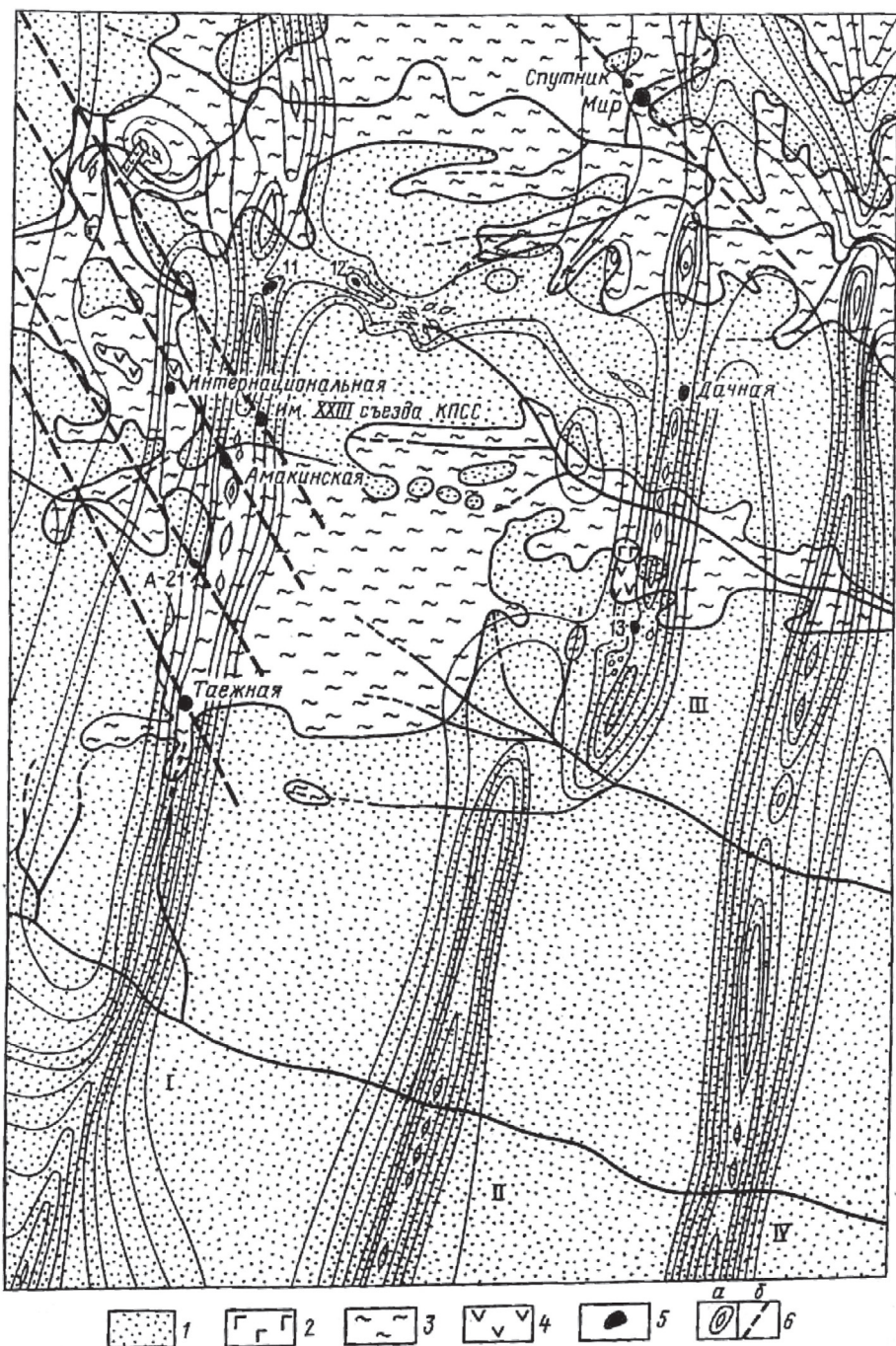


Рис. 3. Геолого-структурная схема центральной части Малоботубинского алмазоносного района СП [40]:

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

емые (как и магматические проявления любого типа) связаны с субвертикальными перемещениями по глубинным разломам, многие из которых возникли ещё в докембрии и сохранили свою активность до настоящего времени. Разломы, выделенные по геофизическим аномалиям, локализованы в пределах кристаллического фундамента (за исключением мантийных аномалий, созданных поясами базитовых даек) и нередко их природу установить не удастся. Показано [11–13, 15–18, 20, 24–27], что существует связь некоторых рифейских и фанерозойских разломов с коллизионными и аккреционными орогенами, с зонами тектонического меланжа, но практически это не подтверждено.

Из всего изложенного можно сделать следующие выводы: а) Любые проявления магматизма на древних докембрийских платформах являются результатом развития рифтогенеза (горизонтального растяжения земной коры). б) В постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогенез, связанный с коренными перестройками литосферы. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный фаціальными рядами щелочных базальтоидов, пикритовых порфиринов, щелочно-ультраосновных образований и в меньшей мере кимберлитов. в) Широко развиты на древних платформах открытые континентальные рифты (включая авлакогены), происхождение которых связано с тектоническими движениями горно-складчатого обрамления; кимберлиты и кимберлитоподобные породы в них не отмечены. г) Кимберлиты обычно локализуются в линейных рифтах; во многих кимберлитовых полях алмазоносных кимберлитов другие магматические проявления обычно отсутствуют. Линейные рифты, уступая по мощности рифтогенеза открытым рифтам, продуцируют наиболее глубинные магматические образования (включая кимберлиты).

Рассматривая историю развития региона в целом, следует отметить, что основными эпохами континентального рифтогенеза на древних платформах являются рифейско-вендская, среднепалеозойская (с позднедевонским их максимумом) и позднемезозойская (с меловым максимумом). Природа повторяла “попытки” расколоть на торрейны докембрийский кристаллический фундамент, закончившиеся только умеренным его растяжением по рифтовым зонам. Рифты, наложенные на раннепротерозойские аккреционные и коллизионные орогены, названы возрожденными континентальными рифтами открытого или линейного характера. Кроме возрожденных, широко проявились континентальные новообразованные рифты на архейском кристаллическом фундаменте. Наиболее ранние представители рифейско-вендской эпохи – континентальные её раннепротерозойско-рифейской фазы представлены амплитудными разломами земной коры, сопровождаемые роями мафитовых даек. В рифее заложен Предпатомский краевой прогиб и его продолжение – Кемпендйско-Келинский прогиб. Наиболее прогнутые участки этого прогиба в течение рифея заполнялись осадками. От тектонически стабильной платформы он отделялся Ангаро-Ленским, Кемпендйским, Нижнеалданским разломами. Частичная инверсия Байкало-Патомской области (связанная с байкальской фазой) отразилась и на Ангаро-Юдомском прогибе заложением основных антиклинальных и синклинальных зон в перикратонной его части, а также впадин, валов и других форм в Кемпендйско-Келинском его продолжении. Инверсия сопровождалась горизонтальным поперечным сжатием этого тектонически нестабильного региона СП, а наступившая затем вендская стадия трансгрессии, наоборот, была вызвана его горизонтальным растяжением с расширением территории, втянутой в этот процесс, и приведшая к образованию Вилюйской впадины. Прогиб с юга ограничен Ангаро-Ленским и Кемпендйским разломами, а с севера

– Вилуйско-Мархинским разломом. В конце силурийского периода происходило общее поднятие Лено-Вилуйского прогиба, сопровождаемое образованием складчато-глыбовых структур. Складчатость в Байкало-Патомской области распространилась и на перикратонные опускания, где продолжалось формирование зоны приленских складок. Завершение формирования тектонического каркаса Лено-Вилуйского прогиба перед вступлением его в авлакогенный этап развития произошло вслед за образованием Вилуйско-Хапчайского валообразного поднятия, которое в современном плане представлена Вилуйской седловиной, Сунтарским поднятием и Хапчагайским меговалом. В конце *верхнего девона* произошла конседиментационная стадия, протекающая на фоне медленного воздымания Байкало-Патомской складчатой области и интенсивного погружения миогеосинклиналей и авлакогенов Западно-Верхоянской области. Вначале осадками заполнялись впадины восточной части прогиба, а затем трансгрессия распространилась и на западную её часть. Осадконакопление контролировалось продольными грабенами, образовавшимися вследствие растяжения и дробления земной коры и дифференциальных движений тектонических блоков поперечных разломов, приведших к образованию боковых грабенов, нарушающих склоны прогиба и выходящих за их пределы. В Ыгыаттинской впадине выделяются следующие конседиментационные структуры: Аппайнская и Укугутско-Балыктахская впадины, Балыктахский и Хампинский горсты. Развитие Лено-Вилуйского прогиба в пределах Патомско-Вилуйского авлакогена началось с излияния базальтовых лав на всей территории и с внедрением даек и силлов вдоль внешней его периферии. Дайки и силлы вилуйско-мархинского комплекса долеритов и габбро-долеритов образуют компактную зону, протягивающуюся вдоль северо-западной границы. Юго-восточная его граница сложена магматическими (основного состава) породами

чаро-синского комплекса, лаколита и даек сиенитов наманинского комплекса. Дайки вилуйско-мархинского комплекса пересекают приленские складки. Иногда дайки этого комплекса выходят на дневную поверхность в синеклизах среди отложений верхнего кембрия и нижнего силура. Отложения антиклиналей обычно дайки не прорывают из-за более позднего образования складчатости. С северо-запада и запада Патомско-Вилуйский авлакоген ограничен Вилуйско-Мархинским разломом и Чайандинско-Буордакским грабеном, который пересекает со смещением приленские складки. Чайандинско-Буордакский грабен ограничивает возможное распространение Патомско-Вилуйского седиментационного бассейна. Через Маччобинский сброс и Укугутско-Балыктахский грабен произошло вхождение Буордакского (Чайандинского) разлома в конседиментационную структуру Ыгыаттинской впадины. В настоящее время названным структурам на Мирнинском кимберлитовом поле отвечают Иреляхский и Верхнеиреляхские грабены. Завершение формирования каледонских тектонических процессов подчеркивает начальный магматизм и вулканизм конседиментационных структур. Инверсия Патомско-Вилуйского авлакогена началась в конце девонского периода и закончилась в начале среднего карбона, что выразилось в общем поднятии и преобразовании сбросов во взбросы и надвиги. Эта инверсионная стадия характеризуется также кимберлитовым магматизмом. В течение раннекаменноугольной эпохи бассейны седиментации сохранились в авлакогенах. При этом суша занимала в основном низкое гипсометрическое положение, что существенно уменьшило денудацию. В Оленёкско-Анабарском прогибе проявилась раннекаменноугольная трансгрессия со значительным расширением бассейна седиментации. В Среднемархинском алмазном районе в пределах Накынского кимберлитового поля не исключается денудированность пород силура (размыв до 200 м) вместе с вмещающимися в них ким-

берлитами, а поэтому изначально сохранилась площадь распространения девонских образований. Обломочный материал был снесён в остаточные среднекаменноугольные бассейны. Наиболее интенсивное поднятие СП приходится на середину среднекаменноугольной эпохи, что привело к формированию речной сети и области денудации, приуроченные к основным антеклизам платформы. С позднего карбона (или с начала пермского периода) платформа вступила в новый герцинский этап тектонического развития. История палеотектонического развития СП в течение байкальского и каледонского этапов показала пространственную и структурно-тектоническую связь кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, подчеркивая расположение их алмазоносных разностей в малоамплитудных лениаментных рифтах, пересекающих на ортократонах термоблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н. К., Булина Н. В., Драгунов Д. И. Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы//Доклады РАН. – 2001. – Т. 381. – № 1. – С. 82–87.
2. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и Мира (Основы прогнозирования). – М.: Геоинформмарк, 2000. – 371 с.
3. Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Фелоровский В. С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры//Геотектоника. – 1978. – № 1. – С. 43–58.
4. Гринсон А. С. Формирование и размещение кимберлитов восточной части Сибирской платформы в связи с особенностями её глубинного строения//Известия АН СССР. Сер. геолог. – 1984. – № 3. – С. 54–65.
5. Глуховский М. З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. – М.: Наука, 1990. – 212 с.
6. Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. – М.: Наука, 1985. – 248 с.
7. Дукардт Ю. А., Борис Е. И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2000. – 161 с.
8. Егоров К. Н., Зинчук Н. Н., Мищенко С. Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы//Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК “АЛРОСА”: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный: МГТ, 2003. – С. 50–84.
9. Зайцев А. И., Корнилова В. П., Фокин А. С., Томишин М. Д. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутии)//Сб.: Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: ВГУ, 2001. – С. 47–54.
10. Зинчук Н. Н., Борис Е. И., Стегницкий Ю. Б. Структурно-формационное и минерогеническое районирование территории погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции)//Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 7. – С. 956–964.
11. Зинчук Н. Н., Дукардт Ю. А., Борис Е. И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. – Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. – 166 с.
12. Зинчук Н. Н., Дукардт Ю. А., Борис Е. И. Палеотектоническое развитие Сибирской платформы в течение байкальского и каледонского этапов и кимберлитовый магматизм//Сб.: Геология алмазов – настоящее и будущее геологи (к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: ВГУ, 2005. – С. 86–95.
13. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Особенности коренной алмазоносности Сибирской платформы//Сб.: Российская Арктика: геологическая история, минерогения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеанологии, 2002. – С. 586–602.
14. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Крайнов А. В. Кимберлиты в истории Земли//Труды НИИ геологии ВГУ. Учебное пособие. – Воронеж: ВГ, 2013. – Вып. 68. – 100 с.
15. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2004. – 426 с.
16. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерогения. В 3-х томах. – Т. 1. Введение в историческую минерогению. – Воронеж: ВГУ, 2005. – 587 с. – Т. 2. Историческая минерогения древних платформ. – Воронеж: ВГУ, 2007. – 570 с. – Т. 3. Историческая минерогения подвижных суперпоясов. – Воронеж: ВГУ, 2008. – 622 с.
17. Киселев А. И., Попов А. М. Байкальский рифт как отражение динамических и структурно-вещественных различий между литосферой Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса//ДАН. – 2000. – Т. 370. – № 5. – С. 651–654.

18. Кухаренко Н. А. К проблеме зональности кимберлитовых провинций//Сб.: Проблемы кимберлитового магматизма. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 16–23.

19. Логачев М. А., Владимиров Б. М. Рифтогенез и кимберлитообразование//Сб.: Проблемы кимберлитового магматизма. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 6–12.

20. Малич Н. С., Масайтис В. Л., Сурков В. С. Сибирская платформа. – Л.: Недра, 1987. – 431 с.

21. Манаков А. В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. – Воронеж: ВГУ, 1999. – 57 с.

22. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена – М.: Недра, 1975. – 182 с.

23. Метелкина М. П., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францессон Е. В. Докембрийские алмазоносные формации Мира. – М.: Недра, 1976. – 134 с.

24. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. – М.: Недра, 1983. – 280 с.

25. Милашев В. А. Кимберлитовые провинции. – Л.: Недра, 1974. – 224 с.

26. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология. – Л.: Недра, 1990. – 167 с.

27. Мишин В. М. Древнее рифтообразование – предвестник внедрения кимберлитов в Якутской алмазоносной провинции//Отечественная геология. – 1997. – № 1. – С. 36–41.

28. Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов//Сб.: Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный: МГТ, 1998. – С. 65–67.

29. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с.

30. Рундквист Д. В. Глобальная металлогенез/Смирновский сборник. – М.: МГУ, 1995. – С. 92–123.

31. Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Новый взгляд на роль авлакогенеза в формировании алмазоносных магматитов//Вестник Воронежского ун-та. Геология. – 2002. – № 13. – С. 7–18.

32. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н. Эпохи мощного корообразования и кимберлитового магматизма в истории Земли. – Воронеж: ВГУ, 1999. – 102 с.

33. Сафьянников В. И., Сафьянников С. В. Среднепалеозойские структуры юга Сибирской платформы и прогноз алмазоносности//Сб.: Методы прогноза и поисков месторождений алмазов на юге Восточной Сибири. – Иркутск: ВостСибСНИГГиМС, 1990. – С. 7–9.

34. Серокуров Ю. Н., Калмыков В. Д., Зуев В. М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. – М.: Недра, 2001. – 198 с.

35. Смелов А. П., Трофимов В. Ф., Зайцев А. И. Строение, этапы составления фундамента Северо-Азиатского кратона и фанерозойский кимберлитовый магматизм//Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании “АЛРОСА”: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный: МГТ, 2003. – С. 186–191.

36. Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазоносных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. – М.: Наука, 1967. – 300 с.

37. Францессон Е. В. Роль авлакогенов в формировании кимберлитов на древних платформах/Геология рудных месторождений. – 1986. – № 5. – С. 91–93.

38. Францессон Е. В., Лутц Б. Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. – М.: Недра, 1995. – 342 с.

39. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (2000 г.). – М.: Научный мир, 2001. – 604 с.

40. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов Мира. – М.: Недра, 1998. – 555 с.

REFERENCES

1. Bulin N. K., Bulina N. V., Dragunov D. I. Deep tension zones of the Siberian platform//Reports of RAS. – 2001. – V. 381. – № 1. – P. 82–87. (In Russian).
2. Vaganov V. I. Diamond deposits of Russia and the World (Fundamentals of forecasting). – Moskva: Geoinformmark, 2000. – 371 p. (In Russian).
3. Gafarov R. A., Leites A. M., Felorovsky V. S. et al. Tectonic zoning of the Siberian platform basement and formation stages of its continental crust//Geotectonics. – 1978. – № 1. – P. 43–58. (In Russian).
4. Grinson A. S. Formation and allocation of kimberlites of the Siberian platform eastern part in connection with specific features of its deep structure//Proceedings of the USSR AS. Geol. Series. – 1984. – № 3. – P. 54–65. (In Russian).

5. *Glukhovskiy M. Z.* Geological evolution of ancient platforms' basements. – Moscow: Science, 1990. – 212 p. (In Russian).
6. *Gusev G. S., Petrov A. F., Fradkin G. S.* et al. Structure and evolution of the Earth crust of Yakutia. – Moscow: Science, 1985. – 248 p. (In Russian).
7. *Dukardt Y. A., Boris Y. I.* Avlakogenesis and kimberlite magmatism. – Voronezh: VSU, 2000. – 161 p. (In Russian).
8. *Egorov K. N., Zinchuk N. N., Mishenin S. G.* et al. Perspectives of primary and placer diamondiferousness of the Siberian platform south-western part//Coll.: Geological aspects of mineral-raw material base of "ALROSA" OJSC: modern state, perspectives, solution. – Mirny: MGT, 2003. – P. 50–84. (In Russian).
9. *Zaitsev A. I., Kornilova V. P., Fomin A. S., Tomshin M. D.* About the age of kimberlite rocks of Nakyn field (Yakutia)//Coll.: Problems of diamond geology and some ways of their solution. – Voronezh: VSU, 2001. – P. 47–54. (In Russian).
10. *Zinchuk N. N., Boris Y. I., Stegnitsky Y. B.* Structural-formational and mineragenetic zoning of the territory of buried crusts of weathering and products of their redeposition in diamondiferous regions (on the example of Yakutian kimberlite province)//Geology and geophysics. – 1998. – V. 39. – № 7. – P. 956–964. (In Russian).
11. *Zinchuk N. N., Dukardt Y. A., Boris Y. I.* Tectonic aspects of forecasting of kimberlite fields. – Novosibirsk: Sibtekhnoreserv, 2004. – 166 p. (In Russian).
12. *Zinchuk N. N., Dukardt Y. A., Boris Y. I.* Paleotectonic development of the Siberian platform during the Baikal and Caledonian stages and kimberlite magmatism//Coll. Geology of diamonds – the present and the future (geologists to the 50th anniversary of Mirny and diamond-mining industry of Russia). – Voronezh: VSU. – P. 86–95. (In Russian).
13. *Zinchuk N. N., Koptil V. I.* Specific features of primary diamondiferousness of the Siberian platform//Coll.: Russian Arctic: geological history, minerageny, geoecology. – SPb.: VNIIOceanology, 2002. – P. 586–602. (In Russian).
14. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Krainov A. V.* Kimberlites in the Earth history//Proceedings of VSU geological SRI Tutorials. – Voronezh: VSU, 2013. – Iss. 68. – 100 p. (In Russian).
15. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T.* Tectonics and diamondiferous magmatism. – Voronezh: VSU, 2004. – 426 p. (In Russian).
16. *Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T.* Historical minerageny. In 3 volumes. – Vol. 1 Introduction into historical minerageny. – Voronezh: VSU, 2005. – 587 p. – Vol. 2. Historical minerageny of ancient platforms. – Voronezh: VSU, 2007. – 570 p. – Vol. 3. Historical minerageny of mobile superbelt. – Voronezh: VSU, 2008. – 622 p. (In Russian).
17. *Kiselev A. I., Popov A. M.* Baikal rift as reflection of dynamic and structural-material differences between lithosphere of the Siberian platform and Central-Asian mobile belt//DAN. – 2000. – V. 370. – № 5. – P. 651–654. (In Russian).
18. *Kukharev N. A.* To the problem of zonality of kimberlite provinces//Coll.: Problems of kimberlite magmatism. – Novosibirsk: Science, 1989. – P. 16–23. (In Russian).
19. *Logachev M. A., Vladimirov B. M.* Rifting and kimberlite formation//Coll.: Problems of kimberlite magmatism. – Novosibirsk: Science, 1989. – P. 6–12. (In Russian).
20. *Malich N. S., Masaitis V. L., Surkov V. S.* Siberian platform. – Leningrad: Nedra, 1987. – 431 p. (In Russian).
21. *Manakov A. V.* Specific features of lithosphere structure of Yakutian kimberlite province. – Voronezh: VSU, 1999. – 57 p. (In Russian).
22. *Masaitis V. L., Mikhailov M. V., Selivanovskaya T. V.* Volcanism and tectonics of Patomsko-Vilyuysky Middle Paleozoic avlakogene. – Moskva: Nedra, 1975. – 182 p. (In Russian).
23. *Metelkina M. P., Prokopchuk B. I., Sukhodolskaya O. V., Frantsesson E. V.* Pre-Cambrian diamondiferous formations of the World. – Moskva: Nedra, 1976. – 134 p. (In Russian).
24. *Milanovsky E. E.* Rifting in the Earth history. – Moskva: Nedra, 1983. – 280 p. (In Russian).
25. *Milashev V. A.* Kimberlite provinces. – Leningrad: Nedra, 1974. – 224 p. (In Russian).
26. *Milashev V. A.* Kimberlites and deep geology. – Leningrad: Nedra, 1990. – 167 p. (In Russian).
27. *Mishnin V. M.* Ancient reef formation – precursor of kimberlites intrusion in Yakutian diamondiferous province//Domestic geology. – 1997. – № 1. – P. 36–41. (In Russian).
28. *Pokhilenko N. P., Sobolev N. V.* Some aspects of lithosphere mantle evolution of the Siberian platform north-eastern part in connection with the problem of diamondiferousness of different in age kimberlites//Coll.: Geology, regularities of allocation, methods of forecasting and prospecting of diamond deposits. – Mirny: MGT, 1998. – P. 65–67. (In Russian).

29. Rozen O. M., Manakov A. V., Zinchuk N. N. Siberian craton: formation, diamondiferousness. – Moscow: Scientific world, 2006. – 212 p. (In Russian).
30. Rundqvist D. D. Global metallogeny// Smirnov collection. – Moskva: MSU, 1995. – P. 92–123. (In Russian).
31. Savko A. D., Shevyrev L. T. New look at the role of avlakogenesis in formation of diamondiferous magmatites//Bulletin of Voronezh University. Geology. – 2002. – № 13. – P. 7–18. (In Russian).
32. Savko A. D., Shevyrev L. T., Zinchuk N. N. Epochs of powerful crust formation and kimberlite magmatism in the Earth history. – Voronezh: VSU, 1999. – 102 p. (In Russian).
33. Safiyannikov V. I., Safiyannikov S. V. Middle Paleozoic structures of the Siberian platform south and forecast of diamondiferousness// Coll.: Methods of forecast and prospecting of diamond deposits in the south of Eastern Siberia. – Irkutsk: VostSibSNIGGandMS, 1990. – P. 7–9. (In Russian).
34. Serokurov Y. N., Kalmykov V. D., Zuev V. M. Space methods at forecasting and prospecting of diamond deposits. – Moskva: Nedra, 2001. – 198 p. (In Russian).
35. Smelov A. P., Trofimov V. F., Zaitsev A. I. Structure, stages of composing North-Asian craton basement and Phanerozoic kimberlite magmatism//Coll.: Geological aspects mineral raw material base of “ALROSA” OJSC: modern state, perspectives, solution. – Mirny: MGT, 2003. – P. 186–191. (In Russian).
36. Trofimov V. S. Basic regularities of allocation and formation of diamondiferous deposits on ancient platforms and in geosynclinal areas. – Moskva: Nedra, 1967. – 300 p. (In Russian).
37. Frantsesson E. V. Role of avlakogenes in formation of kimberlites on ancient platforms// Geology of ore deposits. – 1986. – № 5. – P. 91–93. (In Russian).
38. Frantsesson E. V., Lutz B. G. Kimberlite magmatism of ancient platforms. – Moskva: Nedra, 1995. – 342 p. (In Russian).
39. Khain V. E. Tectonics of continents and oceans (2000). – Moskva: Scientific world, 2001. – 604 p. (In Russian).
40. Kharkiv A. D., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I. Primary diamond deposits of the World. – Moskva: Nedra, 1998. – 555 p. (In Russian).

Рукопис отримано 24.06.2016.

М. М. Зінчук, Академія наук Республіки Саха (Якутія), Західноякутський науковий центр АН РС(Я), Росія, м. Мирний, nnzinchuk@rambler.ru

ПРО СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНИЙ КОНТРОЛЬ КІМБЕРЛІТОВОГО МАГМАТИЗМУ

На підставі проведених досліджень та узагальнення наявного матеріалу показано, що будь-які прояви магматизму на давніх докембрійських платформах є результатом розвитку рифтогенезу (горизонтального розтягування земної кори). У постархейській історії геологічного розвитку давніх платформ найпотужнішим був ранньопротерозойський і мезозойський відкритий рифтогенез, пов'язаний з корінними перебудовами літосфери. Цю групу рифтових структур супроводжував основний, ультраосновний і лужно-ультраосновний магматизм, представлений фаціальними рядами лужних базальтоїдів, пікритових порфіритів, лужно-ультраосновних утворень і меншою мірою кімберлітів. Широко розвинені на давніх платформах відкриті континентальні рифти (зокрема авлакогени), походження яких пов'язано з тектонічними рухами гірських складчастих обрамлень; кімберліти й кімберлітоподібні породи тут зазвичай відсутні. Кімберліти частіше локалізуються в лінеаментних рифтах. У багатьох кімберлітових полях алмазоносних кімберлітів інші магматичні прояви зазвичай відсутні. Лінеаментні рифти, поступаючи за потужністю рифтогенезу відкритим рифтам, продукують найглибинніші магматичні утворення (зокрема кімберліти). Основними епохами континентального рифтогенезу на давніх платформах є рифейсько-вендська, середньопалеозойська й пізньомезозойська. Рифти, накладені на ранньопротерозойські акреаційні й колізійні орогени, названо відродженими континентальними рифтами відкритого або лінеаментного характеру. Широко проявилися також континентальні новостворені рифти на архейському кристалічному фундаменті. Інверсійна середньопалеозойська стадія розвитку рифтів супро-

воджувалася так само кімберлітовим магматизмом. Найінтенсивніше підвищення Сибірської платформи спостерігається в середині середньокам'яновугільної епохи, що привело до формування річкової мережі та області денудації, приурочених до основних антеклиз платформ. Історія палеотектонічного розвитку платформи протягом байкальського й каледонського етапів показала просторовий і структурно-тектонічний зв'язок кімберлітів з авлакогенами й іншими рифтогенними структурами, підкреслюючи розміщення їх алмазонасних різновидів в малоамплітудних лінеаментних рифтах, які перетинають на ортократонах термоблеми.

Ключові слова: древні рифти й рифтогенез, кімберліти та інші магматити, Сибірська платформа, земна кора, кристалічний фундамент, авлакогени, антеклізи, синеклізи, алмазонасність.

N. N. Zinchuk, West-Yakutian Scientific Center of RS AS (Y), Mirny, nnzinchuk@ramber.ru
ABOUT CONTROL OF KIMBERLITE MAGMATISM BY RIFT-RELATED STRUCTURES

Basing on carried out investigations and generalization of available material it was shown that any occurrences of magmatism on ancient Pre-Cambrian platforms were the results of rifting development (horizontal stretch of the Earth crust). In Post-Archean history of ancient platforms' geological development Early Proterozoic and Mesozoic open rifting, related with primary reconstructions of lithosphere, was the deepest. Basic, ultrabasic and alkaline-ultrabasic magmatism, represented by facial rows of alkaline basaltoids, picritic porphyrites, alkaline-ultrabasic formations and to a lesser extent kimberlites, accompanied this group of rift structures. Open continental rifts (including avlakogenes) are broadly developed on ancient platforms. Origin of these rifts is related with tectonic movements of upland-folded framing; kimberlites and kimberlite-like rocks are usually absent here. Kimberlites are usually allocated in lineament rifts. Other magmatic occurrences are usually absent in many kimberlite fields of diamondiferous kimberlites. Lineament rifts, yielding by depth of rifting to open rifts, produce the deepest magmatic formations (including kimberlites). Riphean-Vend, Middle Paleozoic and Late Mesozoic epochs are the main ones of continental rifting on ancient platforms. The rifts superimposed on Early Proterozoic accretion and collision orogens were named as regenerated continental rifts of open and lineament character. Continental newly formed rifts on Archean crystalline basement also broadly occurred. Inversion Middle Paleozoic stage of rifts development was also followed by kimberlite magmatism. Most intensive raise of the Siberian platform falls on the midpoint of Middle Carboniferous epoch, which led to formation of the river network and denudation area, confined to the basic anticlises of the platform. History of paleotectonic development of the platform during the Baikal and Caledonian stages indicated spatial and structural-tectonic relationship of kimberlites with avlakogenes and other rift-related structures, accentuating location of their diamondiferous differences in low amplitude lineament rifts, crossing thermoblems on orthocratons.

Keywords: Ancient rifts and rifting, kimberlites and other magmatites, Siberian platform, Earth crust, crystalline basement, avlakogenes, anticlises, syneclises, diamondiferousness.