

ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ БЕЗГРАНИТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассмотрены вопросы глубинной геодинамики в пограничном слое литосферы и астеносферы в разнотипных безгранитных структурах земной коры: интернуклеарах докембрийских щитов, плитных комплексах древних платформ и пассивных окраинах континентов и в вулканических трогах подвижных областей фанерозоя. Глубинные процессы и динамика флюидопотоков в пограничном слое трех выделенных категорий безгранитных структур и строение их континентальной литосферы определяют их минерагению: алмазность (безгранитные структуры щитов), нефте- и газоносность (безгранитные структуры плитных комплексов древних платформ и пассивных окраин континентов) и существенно мантийную металлогению вулканических трогов подвижных областей фанерозоя. Обсуждаются вопросы возможного происхождения безгранитных структур. Ключевые слова: земная кора, литосфера, астеносфера, глубинный петрогенез, минерагения.

The questions of deep geodynamics in a boundary layer lithosphere and asthenosphere heterotypic offgranitic structures terrestrial crust are considered: internucleares of the precambrian shields, plates complexes of ancient platforms and passive margins of continents and in volcanic troughs of phanerozoic mobile areas. The deep processes and dynamics fluids in a boundary layer of three allocated categories offgranites of structures and structure by their continental lithosphere determine them minerageny: diamondbearing (offgranitic of structure of shields), oil-and gasbearing (offgranitic of structure of plate complexes of ancient platforms and passive margins of continents) and it is essential mantle metallogeny of volcanic troughs of phanerozoic mobile areas. The questions of a probable origin offgranitic of structures are discussed.

Key words: terrestrial crust, lithosphere, asthenosphere, deep petrogenesis, minerageny.

Введение. В течение достаточно продолжительного времени [1, 2, 7, 9, 18] существуют представления о слоисто-оболочечном строении земной коры континентов и океанов. В различных моделях коры континентов выделяются два, три и иногда четыре слоя, различаемые преимущественно по скоростным и плотностным параметрам. В океане выделяются три слоя коры, нередко подразделяемые на слои 2-го порядка. Наиболее традиционно в отечественной и зарубежной литературе деление консолидированной коры (в дальнейшем речь пойдет только о консолидированной раннедокембрийской коре) на верхнюю — гранитно-метаморфическую (хрупкую) и нижнюю — гранулит-базитовую (пластичную). По преобладающему распространению в верхней консолидированной коре гранитов и метаморфических пород, преимущественно амфиболитовой фации, она названа гранитно-метаморфической. В составе нижней коры кроме преобладающих гранулитов основного (базитового) состава присутствуют гранулиты кислого состава, а также сложные по петрографическому составу и строению зеленокаменные пояса в ассоциации с тоналит-тронд-

емит-гранитоидными (ТТГ) комплексами, объединяемыми в свою очередь в гранитоидно-зеленокаменные области (ГЗО). Следует отметить, что распространение собственно архейских (ранне- и позднеархейских) зеленокаменных-базальт-коматиитовых и ТТГ ассоциаций неравномерно. ГЗО широко распространены в пределах континентов Южного полушария: Юж. Америки, Австралии, Африки и в значительной мере в щитах континентов Северного полушария, и в частности в щитах Евразии — Балтийском, Анабарском, Алданском, где преобладающе распространены ТТГ и гранулит-базитовые комплексы. И. Артемьева и В. Муни отмечают, что архейские кратоны имеют две различные средние мощности литосферы: 210 и 350 км [24]. Сравнительно меньшие мощности литосферных корней отмечены в Южном полушарии, включая Юж. Африку, Зап. Австралию и Юж. Америку. Архейские кратоны Северного полушария имеют заметно большую мощность литосферы (Балтийский щит, Сибирская платформа, Зап. Африка и Канадский щит). Отмечено также, что мощная литосфера Северного полушария имеет и повышенную, по сравнению

с Южным полушарием, мощность коры: соответственно 45 и 35 км. На этом примере видна латеральная и вертикальная неоднородность строения консолидированной коры континентов (КК) и литосферы; отсутствие в них устойчиво выдержанного по латерали и вертикали оболочечно-зонального, слоистого строения.

Выявляются устойчивые взаимосвязи строения КК отдельных регионов со скоростными и плотностными характеристиками поверхности Мохоровичича (М) и в целом со строением литосферной верхней мантии. Установлено, и это будет рассмотрено подробнее ниже, что в ряде мест высокоплотная и высокоскоростная нижняя кора (7,4–7,6 км/с) подстилается участками распространения так же высокоплотной и высокоскоростной мантии (8,4–8,8 км/с). Такие взаимоотношения отмечаются лишь в тех участках ПС, где отсутствует или значительно редуцирована верхняя кора [3, 12]. В участках, где в составе КК в равной мере распространены и нижняя и верхняя кора, заметно снижаются скоростные параметры и нижней коры (6,8–6,9 км/с) и одновременно снижаются до «нормальных» (8,1–8,2 км/с) скоростные характеристики поверхности М. Наряду с этим выявляется и другая закономерность: в участках распространения только нижней коры заметно сокращена мощность литосферы, в участках же распространения и нижней, и верхней коры мощность литосферы заметно возрастает. Такого рода закономерность интерпретировалась нами [3] следующим образом: 1) формирование древнейшей нижней коры — результат «одноактного» возбуждения верхней мантии, когда создается определенным образом двухуровневая система: древняя нижняя кора и древняя верхняя мантия; 2) наращивание мощности КК путем последующего приращения к нижней коре верхней коры требует возбуждения более глубоких уровней мантии (ниже древней мантии), переработку последней, так же как и нижней коры, глубинными потоками тепла и вещества, затрачиваемыми на метаморфизм супракрустальных отложений и их преобразование в верхнюю гранитно-метаморфическую кору, прирастающую сверху к переработанной нижней коре. Одновременно этот же процесс снижает, делает «нормальными» (8,1–8,2 км/с) скоростные параметры поверхности М, так же как и верхней мантии, пропускающих сквозь себя флюиды, преобразующие нижнюю и образующие верхнюю кору.

Все вышесказанное позволяет предполагать, что нижняя поверхность континентальной литосферы, в соответствии с различиями в строении вышележащей КК, может иметь сложный неровный характер с участками литосферы, глубоко проникающей вниз, в мантию, вплоть до условной поверхности астеносферы, и наоборот, характеризоваться наличием участков, где поверхность астеносферы заметно приподнята, приближена к основанию литосферы (рис. 1).

Такой сложный «зазубренный» характер контакта литосферы и астеносферы во многом усиливает их сцепление и скорее всего препятствует свободному скольжению, перемещению литосферы по поверхности астеносферы, как требует того концепция тектоники плит. Из рассматриваемой модели могут быть выделены два принципиальных следствия.

1. Раннедокембрийский возраст, присущий нижней и верхней КК, должен быть зафиксирован и в подстилающей их верхней мантии. Такие соотношения могут иметь место в щитах и отчасти в фундаменте древних платформ, в тех участках, где КК и литосферная мантия мало затронуты процессами последокембрийского преобразования. Существование таких глубинных корней (килей) кратонов сегодня подтверждено результатами геофизических и изотопно-геохимических исследований. В подвижных областях фанерозоя глубинные уровни КК и литосферной мантии в значительной степени переработаны глубинными процессами в течение их длительной и сложной истории развития. В этом случае происходит последовательное необратимое и направленное воздымание поверхности астеносферы, редуцирующая литосферной мантии, достигающая максимума в участках проявления мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации и рифтогенеза.

2. Особый, в том числе и минерагенический интерес представляет рассмотрение процессов флюидогеодинимики — поведения потока мантийных флюидов и расплавов в *пограничном слое* (ПС), располагающемся между основанием литосферы и условной поверхностью астеносферы (рис. 1). Принципиально важной особенностью ПС является то, что он фиксирует границу двух значимо различающихся сред в верхней мантии. Этот же ПС служит тепловым экраном — концентратором тепла и флюидов на разделе литосферная и астеносферная мантии. ПС скорее всего не представляет непрерывной и протяженной «сферы» в глобальном и надрегиональном масштабах и является частным, верхним, граничным элементом астеносферы. Можно предполагать, что и астеносфера в целом может состоять из серии латерально и вертикально прерывистых линз мантийного материала, в различной степени насыщенного флюидами, и частично расплавленным веществом мантии, количество и качество которых могут варьировать во времени и от места к месту. В целом же ПС литосфера–астеносфера может во многом определять процессы глубинной геодинимики, вернее флюидогеодинимики, определяющих в свою очередь характер глубинного петрогенеза и сопряженной с ним минерагении в вышележащих литосферной мантии и земной коре.

Задачей нашего исследования является попытка рассмотреть особенности глубинной геодинимики, ассоциированной с ней минерагении

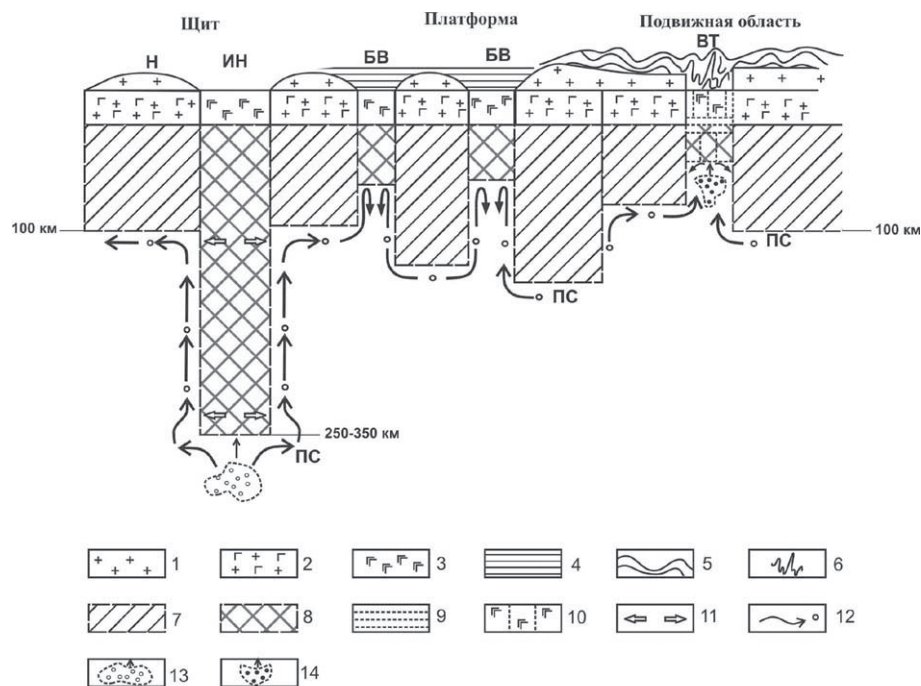


Рис. 1. Глубинное строение и глубинная геодинамика области взаимодействия литосферы и ПС астеносферы щитов, древних платформ и складчато-надвиговых областей. Обратите внимание на характер флюидопотоков в ПС взаимодействия литосферы и астеносферы:

1 — верхняя гранитно-метаморфическая кора; 2 — нижняя гранулит-базитовая кора, преобразованная во время формирования верхней коры; 3 — первичная, не преобразованная гранулит-базитовая кора; 4 — платформенные отложения (плитный комплекс); 5 — отложения надвигово-складчатого комплекса подвижной области; 6 — осадочно-вулканогенные отложения и офиолиты вулканогенных трогов; 7 — шпинель-перидотитовая мантия (7,9–8,2 км/с) двухуровневых структур земной коры; 8 — перидотит-эклогитовая мантия (8,4–8,8 км/с) безграничных структур; 9 — внутрикоровые и внутримантийные зоны проницаемости; 10 — зоны проницаемости в гранулит-базитовой коре; 11 — направление растяжения в мантии; 12 — направление перемещения флюидов в пограничной зоне; 13 — гипотетические очаги кимберлитовых расплавов; 14 — гипотетические очаги базальтовых расплавов; БВ — безграничные впадины; ИН — интернуклеары; Н — нуклеары; ПС — пограничный слой литосферы и астеносферы; ВТ — вулканический трог складчато-надвиговой области

в структурах, различающихся строением литосферы и связанной с этим морфологией ПС-регулятора, катализатора многих геодинамических и минерагенических процессов в мантии и земной коре. В этой работе предполагается рассмотреть процессы глубинной геодинамики и минерагении в безграничных структурах земной коры. В последующем будут рассмотрены те же процессы в структурах земной коры, обладающих двухуровневой — нижней и верхней КК.

Исходные материалы. В отечественной геологической и геофизической литературе неоднократно обсуждается вопрос о латеральных скоростной неоднородности поверхности М [3, 10, 16, 17] и возможных минерагенических следствиях этой неоднородности применительно, в частности, к проблемам алмазности [21, 23], нефте- и газонности [8, 11 и др.]. Несмотря на прогнозно-минерагеническую значимость таких построений, не всегда рассматриваются причины — петрологические и геодинамические — возможного возникновения скоростных неоднородностей поверхности М и в целом неоднород-

ности верхней мантии и литосферы, равно также не всегда анализируются возможные петрологические причины минерагенической специализации разнотипных тектонических структур. Различными методами отечественными геофизиками изучались как региональные (в поперечнике первые сотни км), так и глобальные скоростные неоднородности поверхности М.

Н. Я. Куниным отмечено, что в пределах разнотипных континентальных структур — платформ и подвижных областей по поверхности М и в верхней мантии выделяются высокоскоростные области (домены) преимущественно изометричной формы с латеральными размерами 100–200 км, с вертикальной протяженностью до 100 км и более [16]. Значения скоростей поверхности М равные 8,0–8,2 км/с Н. Я. Куниным приняты как нормальные значения, превышающие 8,2 км/с как повышенные и менее 8,0 км/с как пониженные. Им же отмечено присутствие высокоскоростных участков поверхности М (8,3–8,6 км/с) в западной и южной частях Западно-Сибирской плиты, в Тургайском про-

гибе, Тенизской впадине, Средне-Сырдарьинской депрессии, в Центрально-Каракумском своде и Центральных Кызыл-Кумах. Глобальные неоднородности поверхности М выделены Н. Я. Куниным и др. в качестве рода литосферных массивов, один из которых — Центрально-Евразийский — характеризуется, в отличие от других литосферных массивов — Европейского, Южно-Азиатского, относительно высокоскоростной и резко дифференцированной мантией [17]. Им же отмечены высокоскоростные участки поверхности М на п-ове Лабрадор (8,5–8,6 км/с), в южных районах США и в западной части Мексиканского залива (8,3–8,4 км/с); в Австралии в пределах кратонов Йилгарн и Пилбара (8,3–8,4 км/с) Н. Я. Куниным показано, что в южных районах Атлантики и в переходной зоне к Сев. Америке в составе мантии значительную долю приобретают высокоскоростные компоненты, как и на континенте [16]. Наоборот, в северной Атлантике, как и в областях, где на побережье распространены складчатые сооружения палеозой и альпид Гренландии, Европы и Сев. Африки, мантии океанов и прилегающей суши характеризуются нормальными и пониженными значениями.

Из приведенных данных [16, 17] следует, что в пределах щитов континентальных платформ скоростные параметры поверхности М, так же как и в сопредельных пассивных окраинах океанов, относительно повышены, а в подвижных областях и сопредельных с ними частях океанов — активных окраинах — относительно понижены. Таким образом, намечается как бы противоположная тенденция — «среднего» относительного повышения скоростных параметров поверхности М — в щитах и, частично, древних платформах, в сопредельных частях океанов и также среднего понижения — в подвижных областях в сопредельных областях океанов. Как будет показано далее, из этих «правил» имеются исключения, фиксирующие более частные вариации скоростных параметров поверхности М, но также связанные с геодинамическими характеристиками (режимами) развития континентальных структур, располагающихся «выше» этих структур. Подобного рода сведения приводятся в работах отечественных геофизиков, но при этом в большинстве случаев скоростные аномалии границы М не всегда связываются с особенностями геологического строения района. По данным Н. Я. Кунина и др. повышенные значения скоростных параметров поверхности М (до 8,4 км/с) прослеживаются на Украинском щите, Волго-Уральском своде [17]. Они же в виде субширотной полосы (8,3–8,6 км/с) распространены в пределах Восточно-Сибирской платформы. В пределах молодой Западно-Сибирской платформы прослеживается также высокоскоростной «пояс» верхней мантии в междуречье средних течений р. Обь и Енисей. В пределах Восточно-Европейской платформы высокоскоростные области

мантии (8,4–8,6 км/с) имеют субизометричную форму и располагаются преимущественно в периферических частях платформы [9]. Выделены три локальные наиболее высокоскоростные зоны (8,9 км/с), две из которых находятся в области сочленения Урала и Западной Сибири, а третья с поперечником ~ 50 км — в нижнем течении р. Печора. Отмечено, что такие субизометричные (100–200 км в поперечнике) участки высокоскоростной мантии установлены в Юж. и Сев. Финляндии, на Украинском щите, в Тимано-Печорском регионе. Данные по Якутской и Архангельской алмазоносным провинциям указывают на то, что районы продуктивного кимберлитового магматизма располагаются по соседству (на удалении 50–100 км) от участков высокоскоростной мантии (8,5–9,0 км/с) [9]. Подобные данные ранее приведены В. Д. Суворовым [23], считающим, что одним из наиболее контрастно изменяющихся сейсмических параметров Якутской кимберлитовой провинции является граничная скорость по поверхности М, изменяющаяся в интервале от 7,7 до 9 см/с. Распространение аномалии высокой (8,6–9,0 км/с) скорости имеет сложный мозаичный характер.

Ю. М. Эринчек и др. в составе Сибирской платформы выделяют Центральный мегаблок, включающий все «высокоалмазоносные» поля и характеризующийся повышенными скоростями в «нижнем мегаслое» коры (7,1–7,6 км/с) и высокими (до аномально высоких) и резко дифференцированными граничными скоростями поверхности М (8,2–8,8 км/с) [23].

Неоднократно отмечается взаимосвязь различных по скоростным параметрам участков поверхности М с нефте- и газоносными структурами [8, 10, 11 и др.]. В основании земной коры таких структур, характеризующихся нередко отсутствием или редуцированностью верхней гранитно-метаморфической коры, отмечается «обратное» соотношение поверхностей консолидированной коры и поверхности М. Б. С. Вольвовский отмечает высокие скорости поверхности М (8,4–8,5 км/с) в Амударьинской, Западно-Туркменской, Южно-Каспийской, Южно-Таджикской, Ферганской впадинах [10]. В этих впадинах высокоскоростной (гранулит-базитовый) слой нижней коры (7,3–7,5 км/с) образует глубокие прогибы в рельефе поверхности М (Амударьинская впадина). Н. С. Булин и А. В. Егоркин отмечают, что максимумы распределения скоростных характеристик поверхности М для нефтеносных объектов сдвинуты, в сторону больших значений, по сравнению с таковыми для газоносных районов: 65% определений приходится на значения 8,3–8,5 км/с, в газоносных районах — 7,9–8,2 км/с [9].

В пределах подвижных областей фанерозоя «под вулканическими трогами палеозойд» [14] до глубин 100 км устанавливается аномально высокая плотность мантии — 3,40–3,45 г/см³, по мере удаления от них значение плотности при-

ближается к нормальным — $3,30 \text{ г/см}^3$. Оба приведенных значения плотности соответствуют аномально повышенным ($3,40\text{--}3,45 \text{ г/см}^3$) и нормальным» ($3,30 \text{ г/см}^3$) скоростным параметрам поверхности М. Этот же автор [14] подчеркивает, что ареалы максимальных расчетных плотностей верхней мантии вписываются в контуры главных эвгеосинклинальных структур палеозойд. Следует отметить, что те же характеристики эвгеосинклинальных систем (наличие высокоскоростной коры в их основании и повышенные скоростные параметры здесь же поверхности М) отмечались ранее нами [3]. При этом как безграничные впадины [11], так и эвгеосинклинальные структуры, в отличие от других складчатых систем подвижных поясов, характеризуются преобладающим развитием в их основании высокоскоростной гранулит-базитовой коры. В подобного рода структурах верхняя гранитно-метаморфическая кора развита слабо или в большинстве случаев отсутствует. Сходное строение имеют и выделенные М. З. Глуховским [12] интернуклеары, представленные в основном древнейшими образованиями нижней гранулит-базитовой коры и располагающиеся в промежутках между нуклеарами с двухуровневой разновозрастной нижней и верхней корой. При этом гранулит-базитовая, высокоскоростная кора интернуклеаров ($7,3\text{--}7,4 \text{ км/с}$) подстилается к наиболее высокоскоростной мантией со скоростными параметрами поверхности М $8,3\text{--}8,4 \text{ км/с}$.

Таким образом, в пределах главнейших типов тектонических структур континентов — в щитах древних платформ и в подвижных областях, так же как и в фундаменте древних платформ, выделяются структуры, в которых преимущественно развита только нижняя, высокоскоростная кора ($7,8\text{--}7,5 \text{ км/с}$), под которой располагается также аномально-высокоскоростная ($8,3\text{--}8,6$ до $9,0 \text{ км/с}$) верхняя мантия. В тех же структурах, где полно выражены нижняя и верхняя кора, например в нуклеарах щитов М. З. Глуховского [12] и в подвижных областях фанерозоя, в целом заметно уменьшаются скоростные характеристики и нижней коры, и поверхности М до нормальных значений $7,9\text{--}8,1 \text{ км/с}$.

Приведенные и рассмотренные ранее нами данные [3] показывают, что существует известная взаимосвязь и взаимообусловленность состава и строения раннедокембрийской консолидированной коры, с одной стороны, и подстилающей их верхней мантии — с другой. Наиболее отчетливо эта связь подчеркивается сонахождением в определенных тектонических структурах континентов высокоскоростной нижней гранулит-базитовой коры и высокоскоростной мантии, скоростные и плотностные ($3,4 \text{ г/см}^3$) характеристики которой близки к эколлитам.

Ю. К. Щукин, анализируя геологические аспекты региональных геофизических исследова-

ний, отмечает, что их интересным результатом стала резкая горизонтальная неоднородность самых верхов мантии [22]. Сейсмические скорости здесь изменяются от аномально низких ($7,8 \text{ км/с}$), свойственных только тектонически активным регионам с высоким тепловым потоком, до аномально высоких ($8,6\text{--}8,8 \text{ км/с}$). Эти изменения, по Ю. К. Щукину, трудно объяснить с петрологической точки зрения. Он же далее отмечает, что природа слоев с пониженной скоростью в литосфере и аномально высокой скоростью в верхней мантии неясная и требует усилий разных специалистов. Характерно замечание Ю. К. Щукина [22] о связи происхождения — положения и различиях, в частности, аномально-высоких скоростных параметров поверхности М с тектоническими явлениями раннего геологического прошлого (подчеркнуто мной — Б. Б.). Отмечая устойчивость нестатистической мощности коры платформ, Ю. К. Щукин связывает это со стабильностью их тектонического режима, а отклонения — с изменениями режима в тектоносфере, отвечающими термодинамическому порогу эклогитизации в период формирования раздела М.

Одновременно Ю. К. Щукин указывает на то, что граница М, так же как и другие сейсмические границы, является следствием различных по природе и ограниченных во времени процессов.

Систематизация исходных материалов. В соответствии с вышесказанным, попытаемся систематизировать соотношения строения консолидированной коры и верхней мантии континентальных структур.

На рис. 1 в схематической форме изображено глубинное строение разнотипных тектонических структур континентов, основанное в первую очередь на положении о том, что в составе раннедокембрийской консолидированной коры этих структур не повсеместно присутствуют и нижняя, и верхняя кора. Участки с редуцированной, отсутствующей верхней гранитно-метаморфической корой установлены в разнотипных структурах континентов и их пассивных окраин. Такие участки присутствуют в щитах, фундаменте древних платформ и в отдельных структурах подвижных областей.

Геолого-геофизическими данными установлено и ранее нами рассмотрено (Блюман, 1998) положение о том, что мощность литосферы в целом наращивается в пределах участков с двухуровневой — нижней и верхней корой и редуцирована в областях с одноуровневой — нижней корой. Из этого «правила» есть исключение, состоящее в том, что в пределах древних щитов геофизическими и геохронологическими данными установлено глубокое (до 250 км и более) проникновение древних ($3,5\text{--}3,2$ млрд лет) корней (килей) кратонов в верхнюю мантию [25, 26, 27]. Из приведенных данных (рис. 1) следует, что основание литосферы в разных участках с разной геодинамической обстановкой проникает на

различную глубину в верхнюю мантию, фиксируя одновременно и верхнюю границу, в значительной мере условно, выделяемой астеносферы. Верхней границей астеносферы может являться граница проникновения и размещения в верхней мантии отдельных астенолинз, представляющих собой участки верхней мантии, располагающиеся в ПС литосфера–астеносфера и в различной степени обогащенные по сравнению с окружением флюидами и/или расплавленным веществом верхней мантии. Наиболее раннее время появления астенолинз может быть предположительно отнесено к рифею, тогда как время формирования и преобразования консолидированной коры и подстилающей ее литосферной верхней мантии может быть отнесено к раннему докембрию (архею — раннему протерозою) [4, 5, 6]. В соответствии с этим динамика перемещения насыщенных флюидами масс (расплавов) в ПС, в верхних горизонтах астеносферы, во многом будет определяться морфологией глубинных корней верхней мантии: наличием в ее нижней кромке «выпуклостей» — глубоких корней литосферы и «впадин» — участков с редуцированной одноуровневой нижней гранулитно-базальтовой корой. Эти же глубинные астеносферные, вернее астенолитовые флюидопотоки, как будет показано далее, во многом могут определять как геодинамику верхней части литосферы, так и их минерагению. При этом следует еще раз подчеркнуть, что проникновение глубоких корней щитов в астеносферу и в целом «зазубренный» пилообразный характер сцепления литосферы и астеносферы безусловно должен препятствовать свободному перемещению литосферных плит по поверхности астеносферы. Кроме этого, наиболее важные и в геодинамическом, и в минерагеническом отношении события развиваются как раз в различных по строению и фиксированных участках сочленения литосферы и астеносферы.

Рассмотрим далее геодинамику и минерагению, как результирующие процессы взаимодействия астеносферы и литосферы, в участках, архитектура и тектоника которых определена динамикой их раннедокембрийского — архей-раннепротерозойского развития. В качестве таких примеров рассмотрим участки трех категорий: две из которых размещены в щитах, фундаменте и плитных комплексах древних платформ, третья — в подвижных областях. Каждая из этих структур характеризуется отчетливо выраженным своеобразием геодинамики и минерагении.

Первая категория таких структур распространена в щитах древних платформ в тех участках (интернуклеары), где редуцирована или отсутствует верхняя гранитно-метаморфическая кора; в нижней гранулитно-базальтовой коре распространены ассоциированные серогнейсовые, тоналит-трондьемит-гранитоидные (ТТГ) и базальт-коматиитовые ассоциации ГЗО (рис. 2).

В этих раннеархейских структурах (3,5–2,7 млрд лет), значимо не затронутых процессами протерозойской ремобилизации (гранитизации и метаморфизма), по геофизическим данным отмечается сочетание высокоскоростных нижней коры и верхней мантии. К такого рода фрагментам щитов приурочена кимберлитовая алмазоносность, притом что в их пределах алмазоносны разновозрастные кимберлиты — от протерозойских до палеозойских. К таким структурам относятся фрагменты щитов разных континентов: Северо-Американского (провинция Слейв и др.), Южно-Американского — блок Сан-Франциску, Австралии — щит Пилбара, алмазоносные регионы Сибирской платформы и Южной Африки. Характерно, что алмазоносные кимберлиты распространены и в сопредельных со щитами участках платформ (лампроиты Аргайла Австралии, бассейн Хаммерсли в Австралии, Архангельская провинция в обрамлении Балтийского щита и др.). Отличительной особенностью таких наиболее древних структур является значительная глубина проникновения (до 200–250 км и более) в верхнюю мантию их высокоскоростных «корней», сложенных гранатовыми перидотитами и эклогитами, распространяющимися вглубь [25, 26]. При этом в разновозрастных кимберлитах сохраняются и древние (3,0–3,2 млрд лет) датировки глубинных ксенолитов в кимберлитах и включений в алмазах [27].

Следует обратить внимание на динамику (флюидодинамику) миграции потоков глубинного насыщенного флюидами вещества в пограничном слое, в подошве литосферы, на границе ее с астеносферой (рис. 2). Можно предполагать, что облекание глубинными флюидопотоками основания высокоскоростной перидотит-эклогитовой «колонны» создает здесь в условиях растяжения (растекания восходящих флюидопотоков), относительного уменьшения давления возможность для формирования очагов кимберлитовых глубинных расплавов. Эти расплавы затем перемещаются вверх по высокоскоростной мантийной колонне, где движение флюидопотоков в подошве литосферной мантии вновь создает условия растяжения, способствуя проникновению алмазоносных кимберлитовых расплавов в верхние уровни коры и формированию в ней тел алмазоносных кимберлитов. Генеральной характеристикой структур первой категории является формирование растягивающих напряжений, способствующих формированию кимберлитовых расплавов и их дальнейшему проникновению — перемещению в земную кору совместно с ксеногенными (большой частью) алмазами, вынесенными из вмещающих кимберлиты древних алмазоносных эклогитов.

Ко *второй категории* высокоскоростных безгранитных структур земной коры принадлежат частные структуры древних платформ — «безгранитные впадины» [11], размещающиеся в

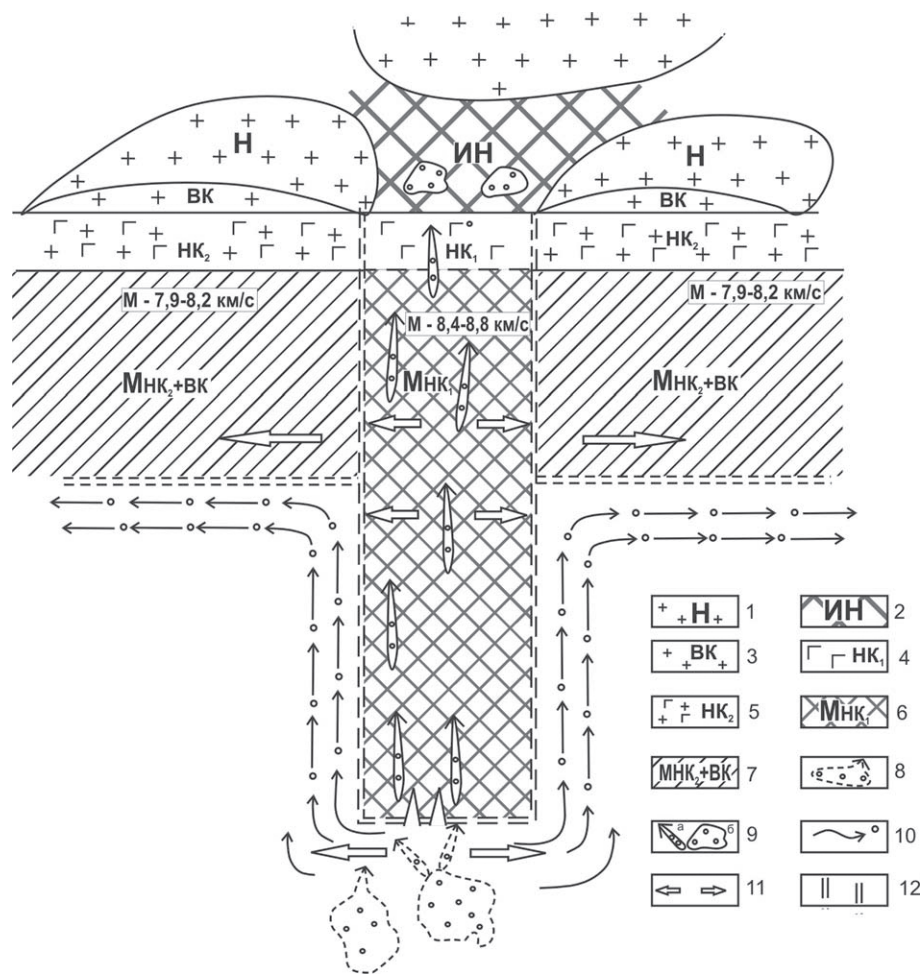


Рис. 2. Глубинное строение и глубинная геодинамика области взаимодействия литосферы и ПС астеносферы докембрийского щита. Обратите внимание на характер и направление флюидопотоков в ПС в основании различных участков литосферы и вызванного этим растяжения, способствующего формированию и перемещению кимберлитовых расплавов:

1 — нуклеар; 2 — интернуклеар; 3 — верхняя гранитно-метаморфическая кора; 4 — нижняя гранулит-базитовая кора; 5 — нижняя кора, ремобилизованная, переработанная в процессе образования верхней коры; 6 — перидотит эклогитовая мантия, когенетичная с нижней корой (НК₁); 7 — шпинель-перидотитовая мантия, переработанная в процессе преобразования нижней коры (НК₁) и образования верхней коры (ВК); 8 — глубинные очаги кимберлитовых расплавов; 9 — интрузирующие кимберлиты (а), тела кимберлитов (б); 10 — флюидопотоки в ПС астеносферной мантии; 11 — направление растяжения в мантии в результате воздействия флюидопотоков в ПС; 12 — условные границы раздела в коре и мантии

плитных комплексах преимущественно по периферии древних платформ (рис. 3). Подобные структуры размещены и на продолжении платформ в сопредельных пассивных окраинах континентов. Близкого типа структуры известны в пределах молодых платформ (северная окраина Западно-Сибирской платформы), в тех структурах, где в основании земной коры распространены высокоскоростные нижнекоровые комплексы. В отличие от высокоскоростных доменов древних щитов безграничные впадины периферических частей древних платформ и пассивных окраин континентов (Баренцевоморская и др.) имеют относительно небольшие размеры и, что наиболее примечательно, значительно (почти в 2 раза) меньшую мощность литосферы: появле-

ние низкоскоростных слоев в мантии (ассоциирующихся с астеносферой) здесь происходит на глубинах 60–90 км, в отличие от 200–250 км в пределах высокоскоростных доменов щитов. Отмечается подъем кровли астеносферы в Прикаспийской впадине на глубины 90–130 км, что на 100 км выше ее залегания в смежных районах (215 км) в Актюбинском Приуралье. К тому же здесь в безграничных впадинах отмечаются повышенные значения теплового потока, не свойственные высокоскоростным доменам щитов [11]. Длительное и направленное погружение безграничных впадин, сопровождающееся накоплением мощных (до 25 км) осадочных толщ может быть обусловлено отчасти их окраинным, периферийным положением по отношению

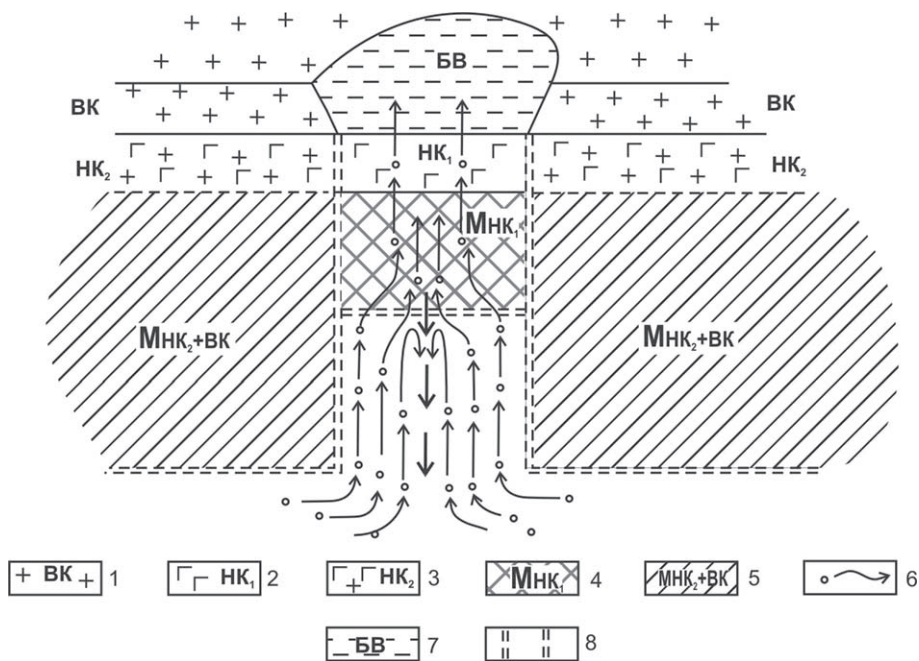


Рис. 3. Глубинное строение и глубинная геодинамика области взаимодействия литосферной мантии и ПС астеносферы в условиях безграничной впадины древней платформы. Обратите внимание на динамику перемещения потоков восстановленных флюидов в ПС:

1 — верхняя гранитно-метаморфическая кора; 2 — нижняя гранулит-базитовая кора (первичная, без наложенной ремобилизации); 3 — нижняя гранулит-базитовая кора с наложенной ремобилизацией; 4 — высокоскоростная мантия (8,1–8,4 км/с), не подвергшаяся процессам преобразования, синхронным с формированием верхней коры; 5 — нормально-скоростная мантия (7,9–8,1 км/с), преобразованная при формировании верхней коры и преобразовании нижней коры; 6 — флюидопотоки в ПС астеносферной мантии; 7 — безграничная впадина; 8 — условные границы раздела в коре и мантии

к геодинамически устойчивому центру древних платформ. Глубинное строение безграничной впадины с редуцированной корой и литосферой, располагающейся в обрамлении структур с двухуровневой корой и более мощной литосферой представляется схематическим образом на рис. 3. Можно предположить, исходя из предложенной интерпретации глубинного строения, что в этом случае в ПС потоки восстановленных мантийных флюидов втягиваются в углубление, образованное участком сокращенной мощности верхней мантии под безграничной впадиной (БВ). Следует обратить особое внимание на то, что конфигурация ПС определяет втекание–нагнетание в углубление мантийных флюидопотоков. При этом их соединение образует нисходящую ветвь флюидопотока в ПС, обуславливающую, по-видимому, последовательное и направленное погружение этого блока литосферы и заполнение БВ мощной толщей осадков. Концентрация потоков восстановленных флюидов в этой впадине–ловушке обуславливает их перемещение, «процеживание» сквозь массивную, ненарушенную литосферу в верхнюю часть коры и концентрацию в виде нефти и газа в мощной призме осадков, заполняющих БВ. Особо следует подчеркнуть, что в подобной ситуации, в отличие от структур первой категории, не создается ус-

ловий для растяжения, способствующих формированию глубинных магматических очагов и ареальному проявлению мантийного магматизма, но эти же условия определяют накопление, концентрацию здесь мантийных флюидопотоков, что формирование незначительных по масштабам очагов плавления может быть проявлено на ранних стадиях развития БВ (Прикаспийская синеклиза) как реакция на первоначальное накопление флюидов в основании литосферы. Скорее всего этот процесс плавления гасится последующим притоком флюидов и их возрастающим давлением. Это и создает градиент давления восстановленных флюидов в системе: основание литосферы и осадочный бассейн БВ, определяющий миграцию, перемещение восстановленных мантийных флюидов из основания литосферы в ее верхние части, в осадочные слои БВ.

К третьей категории структур с редуцированной верхней гранитно-метаморфической корой могут быть отнесены существенно вулканогенные троговые прогибы (Тагило-Магнитогорский Урала, вулканогенный прогиб восточного склона Кузнецкого Алатау, Северо-Саянский, Салаирский и др.), характеризующиеся широким, преобладающим распространением вулканогенных существенно базальтоидных толщ,

нередко ассоциированных с офиолитами (рис. 4). Редукция верхней гранитно-метаморфической коры в таких структурах показана нами [3] на достаточно представительном материале различных регионов мира. Рассматривая особенности глубинного строения Тагильской троговой структуры палеозойд Урала В. С. Дружинин и др. [14] отмечают аномально высокую плотность (3,40–3,45 г/см³) мантии под вулканическими трогами. По мнению этих исследователей, только эклогитизация с фазовыми переходами может дать уплотнение до 3,40 г/см³, чему соответствуют и установленные здесь по ГСЗ на ряде профилей аномально-высокие скорости (8,4–8,7 км/с) раздела М.

Другой отличительной особенностью этих структур является «размытый», слоистый характер поверхности М, возможно, свидетельствующий о ее повышенной тектонической нарушен-

ности, повышенной проницаемости основания нижней коры и поверхности М и активном взаимодействии гранулит-базитовой коры с мантийными базальтовыми расплавами. Так же как и в структурах второй категории (БВ), здесь в подошве литосферы сформировано углубление в ее основании. Это определенным образом влияет на динамику потоков восстановленных мантийных флюидов в пограничном слое астеносферы (рис. 4). В отличие от литосферы безграничных впадин платформ и пассивных окраин континентов здесь, в вулканических трогах складчато-надвиговых областей, возможно, по причине их граничного шовного размещения, заметно повышена проницаемость нижней коры и литосферы в целом. Концентрация мантийных флюидов в пограничном слое основания литосферы (рис. 4) может обуславливать периодическое формирование здесь очагов базальто-

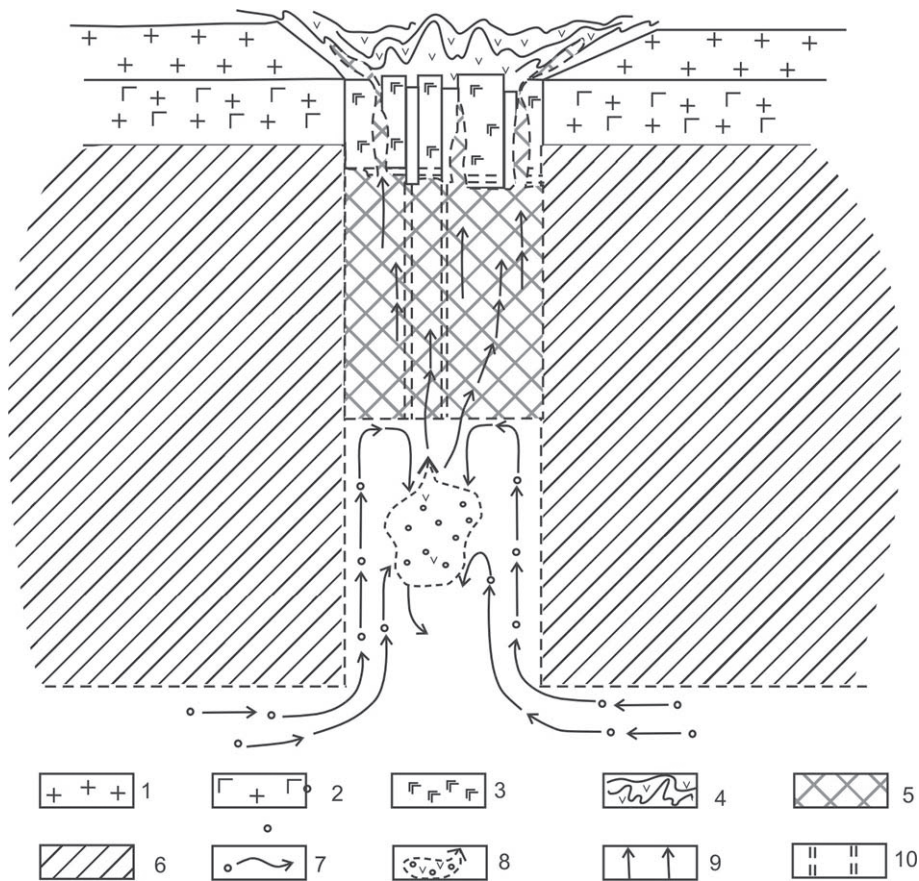


Рис. 4. Глубинное строение и глубинная геодинамика области взаимодействия литосферы и ПС астеносферы в условиях вулканогенного трога складчато-надвиговой системы фанерозоя. Обратит внимание на динамику перемещения флюидопотоков в пограничном слое:

1 — верхняя гранитно-метаморфическая кора; 2 — нижняя гранулит-базитовая кора, преобразованная во время формирования верхней коры; 3 — первичная, не преобразованная нижняя гранулит-базитовая кора; 4 — осадочно-вулканогенные образования и офиолиты; 5 — верхняя (эклогит-перидотитовая) мантия, не претерпевшая преобразований в связи с формированием верхней гранитно-метаморфической коры; 6 — верхняя мантия (шпинель-перидотитовая), преобразованная в процессе формирования нижней и верхней коры; 7 — флюидопотоки в ПС астеносферной мантии; 8 — гипотетический очаг базальтовых расплавов; 9 — пути перемещения базальтовых расплавов; 10 — условные границы раздела в коре и мантии

вых магм и их систематическое перемещение сквозь пронцаемую литосферу в верхние уровни земной коры. Возможно, появление базальтовых магм, насыщение ПС мантийными флюидами и расплавами может привести к нарушению сплошности вышележащей литосферной мантии, обуславливая проникновение в нее базальтовых расплавов и их дальнейшее проникновение в также нарушенную и соответственно пронцаемую нижнюю гранулит-базальтовую кору. В отдельные периоды наиболее активного базальтового магматизма происходит и ареальное взаимодействие базальтовых расплавов с веществом гранулит-базитовой коры и формирование «пестрых» габбро-тоналит-трондьмитовых магматических ассоциаций. Генеральным различием структур второй и третьей категории является высокая тектоническая нарушенность коры и литосферной мантии структур третьей категории, высокая пронцаемость в них нижней гранулит-базитовой коры. Возможное присутствие эклогитов в гранулит-базитовой коре таких структур подтверждено обнаружением в базальтах Урала, Алтае-Саянской области и других регионов акцессорных ксеногенных минералов эклогитов — гранатов с повышенными содержаниями пироповой составляющей и кальция, а также высокохромистой шпинели [19, 20]. Развитие подобного типа структур — высокопронцаемых и обычно имеющих линейный протяженный, шовный характер регулируется динамикой потока мантийных флюидов в ПС, вернее динамикой подтока этих флюидов. Их концентрация (рис. 4) приводит к появлению расплавов и их последующему перемещению вверх, что обуславливает разрядку напряжений в зоне плавления и вновь перемещение (заполнение зоны разрядки) следующей «порцией» мантийных флюидов, последующее плавление и т.д. В целом развитие зон такого типа, полициклический характер существенно базальтового магматизма, насыщенность их флюидами, концентрированный характер магматизма в этих зонах определяет существенно мантийный характер их металлогении: хром, титан, платина, ассоциированные с ультрамафитами, колчеданное полиметаллическое, магнетитовое оруденение, связанное с базальтами и гранитоидами, марганец в осадочных толщах, никель в магматических породах и корах выветривания и т.д. Здесь следует особо подчеркнуть, что в таких структурах — вулканических трогах по сравнению с другими безграничными структурами на самый верхний — коровый уровень смещается процесс коро-мантийного взаимодействия, во многом определяя разнообразие и повышенную металлогеническую продуктивность таких структур. В других рассмотренных безграничных структурах такого типа взаимодействие смещено на глубинные уровни литосферной мантии. В связи с этим, сопоставляя безграничные структуры выделенных категорий — первой

(древние щиты), второй (плитные комплексы древних платформ) и третьей (вулканические трого подвижных областей фанерозоя), можно предполагать направленное во времени и пространстве смещение коро-мантийного взаимодействия на все более верхние уровни литосферы.

Выводы. Резюмируя приведенные данные, можно считать, что отдельные участки земной коры, лишенные верхней гранитно-метаморфической коры, характеризуются рядом присущих только им геодинамических и минерагенических особенностей, которые во многом определяются их размещением в разнотипных структурах литосферы (кратоны и их окраины, подвижные области), морфологией этих структур и глубинной геодинамикой в этих структурах, зависящей от динамики флюидопотоков в ПС. Поступление флюидных потоков в ПС скорее всего происходит в виде флюидонасыщенных плюмов — восходящих фидерных структур, по Л. И. Красному [15]. Процессы флюидодинамики в ПС во многом определяются его формой: 1) наличием выступов — углубленных в астеносферу корней докембрийских кратонов (раннедокембрийских ТТГ, ГЗО, интернуклеаров); 2) наличием участков воздымания ПС, впадин, заливов литосферной мантии в фундаменте древних платформ и в подвижных областях. Именно в этих различных условиях флюидодинамика ПС и определяет своеобразие глубинной геодинамики и минерагении безграничных структур земной коры.

В свете приведенных данных принципиально важно оценить возможные причины возникновения участков с безграничной корой. В ряде недавно опубликованных нами работ анализируется модель импактного происхождения древнейших алмазонасыщенных эклогитов, ТТГ и ГЗО на поздних стадиях аккреции (last veneer) [4, 5, 6]. Из этой модели следует, что безграничные участки коры и подстилающая их перидотит-эклогитовая верхняя мантия являются «реликтовыми», первичными (3,8–2,7 млрд лет), не вовлекавшимися в последующие тектоно-магматические процессы, связанные с более поздним формированием верхней гранитно-метаморфической коры. Предполагается, что на рубеже 2,5 млрд лет происходило не повсеместное, фрагментарное наращивание нижней коры верхней корой, сопровождавшееся преобразованием нижней коры и подстилающей ее перидотит-эклогитовой мантии [6]. В отдельных участках земной коры сохранялись «окна» ранее сформированной (3,8–2,7 млрд лет) литосферы, состоящей из перидотит-эклогитовой мантии и нижней коры в составе ТТГ и ГЗО. Процесс вовлечения раннедокембрийских (3,8–2,7 млрд лет) коры и верхней мантии, начавшийся на рубеже 2,5 млрд лет, уменьшал скоростные параметры верхней мантии до нормальных (8,1–8,2 км/с), преобразовывал ее состав (существенно шпинелевые перидотиты), наращивая мощность литосферы за счет переработки нижних

горизонтов верхней мантии. Неровная «зазубренная» форма подошвы раннедокембрийской литосферы во многом определила форму ПС, концентрировавшего поведение в нем восстановленных мантийных флюидов и соответственно минерагению разнотипных безграничных структур земной коры: 1) кимберлитовую алмазность древних щитов и сопредельных с ними участков плитных комплексов древних платформ; 2) нефте- и газосность безграничных впадин периферических частей древних платформ, отдельных участков молодых платформ и впадин пассивных окраин континентов; 3) существенно мантийную металлогению вулканогенных трогов складчато-надвиговых областей фанерозоя.

Следует подчеркнуть, что общим объединяющим минерагеническим признаком безграничных структур земной коры, свидетельством значимости в их развитии потоков восстановленных мантийных флюидов ПС является присутствие заметных концентраций восстановленных флюидов в той или иной форме во всех рассмотренных выше категориях безграничных структур (нефть и газ, ассоциированные с кимберлитами, восстановленные флюиды в офиолитах) [13]. В целом же рассмотренные данные могут быть использованы для решения вопросов регионального минерагенического анализа, а также для уточнения ряда положений глубинной геодинамики и геодинамических концепций.

1. *Беляевский Н. А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 431 с.
2. *Берлянд Н. Г.* Карта глубинного строения земной коры Урала. М-6 1:1 000 000: Объясн. зап. СПб., 1993. 121 с.
3. *Блюман Б. А.* Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.
4. *Блюман Б. А.* Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей, время и глубина их формирования // *Геохимия*. 2001. № 5. С. 567–572.
5. *Блюман Б. А.* О возможности импактного происхождения алмазосных эклогитов, серогнейсовых и базальт-коматитовых комплексов // *Докл. РАН*. 2002. Т. 384. № 2. С. 243–245.
6. *Блюман Б. А.* Литосфера и геодинамика на рубеже 2,5 млрд лет // *Докл. РАН*. 2004. Т. 394. №1. С. 1–5.
7. *Булин Н. К.* О возможности палеорекострукции глубинного строения земной коры // *Советская геология*. 1989. № 7. С. 74–85.
8. *Булин Н. К., Егоркин А. В.* Региональный прогноз нефтегазосности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
9. *Булин Н. К., Егоркин А. В., Колесник Н. Н., Солодков Л. Н., Эринчек Ю. М.* Латеральная скоростная неоднородность верхов мантии Восточно-Европейской платформы // *Геофизика XXI столетия: Сб. статей*. М.: Научный Мир, 2001. С. 33–36.
10. *Вольвовский Б. С.* Вероятностные геофизические модели земной коры крупнейших структур Средней Азии. М.: Наука, 1991. 200 с.
11. *Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С.* Структуры и геофизические параметры «безграничных» впадин — крупнейших нефтегазосных бассейнов Мира. М.: ВИЭМС, 1988. 66 с.
12. *Глуховской М. З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 212 с.
13. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ; Материалы международной конфер. памяти акад. П. Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2002. 472 с.
14. *Дружинин В. С., Карстин Ю. С., Кашибин С. Н.* Глубинное картирование Уральского региона по данным ГСЗ // *Региональная геология и металлогения*. 2000. № 10. С. 152–161.
15. *Красный Л. И.* Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связанная с ними минерагения // *Отечественная геология*. 2000. № 6. С. 23–28.
16. *Кунин Н. Я.* Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 286 с.
17. *Кунин Н. Я., Шейх-заде Э. Р., Семенова И. Г.* Строение литосферы Евразии. М.: Наука, 1992. 266 с.
18. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры (континентальной части). Киев: Наукова Думка, 1980. 19 с.
19. *Порошин Е. Е., Багдасаров Э. А.* Акцессорные минералы вулканических пород Урала и Алтае-Саянской области // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 251. № 4. С. 267–276.
20. *Порошин Е. Е., Багдасаров Э. А.* Акцессорные хромшпинелиды из нижнекембрийских базальтов Тувы и их петрогенетическое значение // *Зап. ВМО*. 1986. Ч. 115. Вып. 6. С. 117–120.
21. *Суворов В. Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
22. *Щукин Ю. К.* Геологические аспекты региональных геофизических исследований // *Региональная геология и металлогения*. 2000. № 10. С. 22–31.
23. *Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Колесник Н. Н.* Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // *Там же*. С. 152–161.
24. *Artemieva I. M., Mooney W. D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian litho-sphere: a global study // *Yourn. Geoph. Res.* 2001. Vol. 106. N B8. P. 16387–16414.
25. *Gossler J., Kind R.* Siesmic evidence for very deep roots continents // *EPSL*. 1996. Vol. 138. N 14. P. 1–13.
26. *Pearson D. G., Carlson R., Shirey B. et al.* Stabilization of Archean lithosperic mantle: a Re-Os isotope study of peridotitic xenolites from Kaapvaal craton // *EPSL*. 1995. Vol. 134. N 34. P. 341–357.
27. *Pearson D. G., Davies K. M., Shirey S.* The age and erigin of eastern Australia diamonds Re-Os isotope evidence from sulfide inclusion two diamonds Extend Abstr. 7th Kimberlite Conf. Cape Town, South Africa. 1998. P. 664–666.