

УДК 553.81 (4–11)

ЭВОЛЮЦИЯ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА И АЛМАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.О. Сорохтин^{1,2,3}, Л.И. Лобковский¹, Н.Е. Козлов^{2,3}, И.В. Чикирёв^{2,3},
С.Л. Никифоров¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

²Геологический институт КНЦ РАН

³Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета

Аннотация

Статья посвящена исследованию процессов полистадийного развития структурно-вещественных комплексов разновозрастных литосферных плит континентального типа в западной части Российской Арктики. Описываются пространственно-временные закономерности проявления процессов приращения и преобразования континентальной литосферы региона и показывается, что каледоно-герцинский этапы тектонической активизации способствовали формированию систем глубинных разломов литосферы, в узлы пересечения которых внедрялись крупные объемы магматических расплавов. Их рудная специализация привела к формированию целого ряда крупнейших месторождений полезных ископаемых на Балтийском щите и в прилегающих областях. Разрушение и перенос полезных компонентов части из них позволяет рассматривать Белое море как природный резервуар, аккумулирующий россыпные залежи.

Ключевые слова:

геодинамика, Арктика, алмазосность, щелочно-ультраосновной и кимберлитовый магматизм, полезные ископаемые.

Введение

Современные методы палеогеодинамической реконструкции наблюдаемых сегодня процессов взаимодействия разновозрастных структурно-вещественных ансамблей позволяют выявлять условия их формирования и генетические связи с образующимися скоплениями эндогенных полезных ископаемых. Проявленный в пределах Балтийского щита и Архангельской обл. щелочно-ультраосновной и кимберлитовый магматизм тесно коррелируется с узлами пересечения крупных систем глубинных разрывных нарушений, которые закономерно распределены в пространстве и связаны со спецификой геодинамической эволюции региона. Комплекс полезных ископаемых, ассоциированный с интрузиями и диатремами щелочно-ультраосновного, карбонатитового и кимберлитового составов, является источником апатит-нефелиновых, магнетитовых руд, ряда редких земель, бадделеита, алмазов и других минеральных образований. Применение принципов геодинамического анализа и периодизации процессов эволюции восточной части Балтийского щита позволит разработать критерии поиска новых областей проявления магматизма данного типа и ограничить в пространстве Кольско-Архангельскую алмазосную провинцию.

Обсуждение результатов

В процессе эволюции Восточно-Европейской платформы (ВЕП) ее северная и северо-западная (в современных румбах) оконечности в постархейское время периодически испытывали процессы раскола и коллизионного сочленения с Северо-Американской литосферной плитой [1]. На это, в частности, указывает сопоставимость структурно-вещественных комплексов свекофеннид Балтийского щита и кетилид южной Гренландии и Канады, сформированных около 1.9–1.8 млрд лет назад во время закрытия Свекофеннского палеоокеана при формировании

суперконтинента Мегатея (1.9–1.8 млрд лет назад). Позже, в Перитиманской обл. и в Кандалакшско-Двинском бассейне около 1350–1050 млн лет назад происходило прогибание фундамента и накопление континентальных терригенных осадков с примесью вулканитов [1]. В это же время на северо-востоке Русской плиты формировались шельфовые и склоновые осадочные комплексы пассивной окраины континента, известные сегодня как Тимано-Варангерский пояс байкалид [2]. Данные об этих процессах согласуются с фактическим материалом о распаде суперконтинента Мегатея (около 1.7 млрд лет назад), продолжавшемся вплоть до позднего рифея (около 1 тыс. млн лет назад), когда был сформирован следующий в истории Земли суперконтинент Мезогей (Родиния) [3]. В это время в северо-западной периферической зоне Восточно-Европейской платформы формировалась Дальсландская складчатая область, являющаяся продолжением Гренвилльского пояса в Канаде и Гренландии и маркирующая зону закрытия океана Палеояпетус (не путать с океаном Япетус, который сформировался позже).

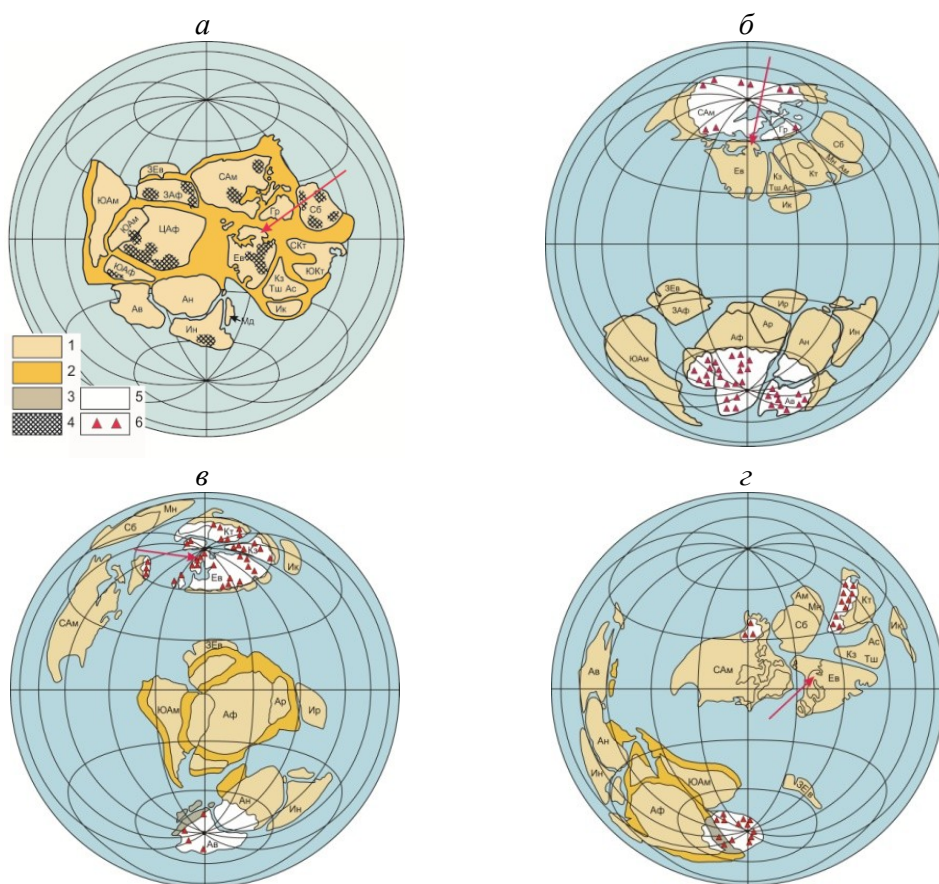


Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция суперконтинента Мезогей (Родиния) и его распад на Гондвану и Лавразию в проекции Ламберта [4]:

а – суперконтинент Мезогей (около 1 млрд лет назад); б – распад Мезогей на Гондвану и Лавразию (около 800–750 млн лет назад); в – распад Гондваны и Лавразии (около 650 млн лет назад); г – продолжение распада Гондваны и Лавразии (около 550 млн лет назад); 1 – континентальная литосфера; 2 – складчатые пояса; 3 – складчатые пояса в областях распространения покровного оледенения; 4 – красноцветы; 5 – области покровного оледенения; 6 – тиллиты и тиллоиды. Цветной стрелкой отмечено положение Восточно-Европейской платформы

Условия относительного тектонического покоя в восточной и северо-восточной частях ВЕП в течение очень продолжительного отрезка времени (более 800 млн лет с 1350 по 535 млн лет назад) свидетельствуют о возможном накоплении огромных масс, потенциально нефтегазоносных осадочных толщ на шельфе, склоне и в подножии континента. В эту эпоху континент последовательно мигрировал из приэкваториальной зоны Земли (около 1.0 млрд лет назад), где он находился в момент формирования Мезогеи в приполярные области (800–650 млн лет назад), а затем обратно (около 550 млн лет) [3, 5–7] (рис. 1).

В венде (600–535 млн лет назад) процессы его пенеппенизации привели к формированию комплекса континентальных терригенных осадков со следами тиллитов на северо-западе и прибрежно-морских образований на севере в районе п-ова Варангер [8, 9] (рис. 2). В это же время продолжалось накопление осадочного комплекса шельфовых и континентально-склоновых образований на северной и северо-восточной пассивной окраине Русской плиты. Дальсландский орогенез на западе привел к формированию целого ряда закономерно расположенных в пространстве грабенообразных систем в ее северо-восточных районах. При этом тектонические условия их формирования носили явный отраженный характер, о чем свидетельствует их практически полная амагматичность. Лишь на северной оконечности Кольского п-ова и на п-овах Средний и Рыбачий отмечены редкие тела и дайки долеритов, относимые к данному периоду времени.

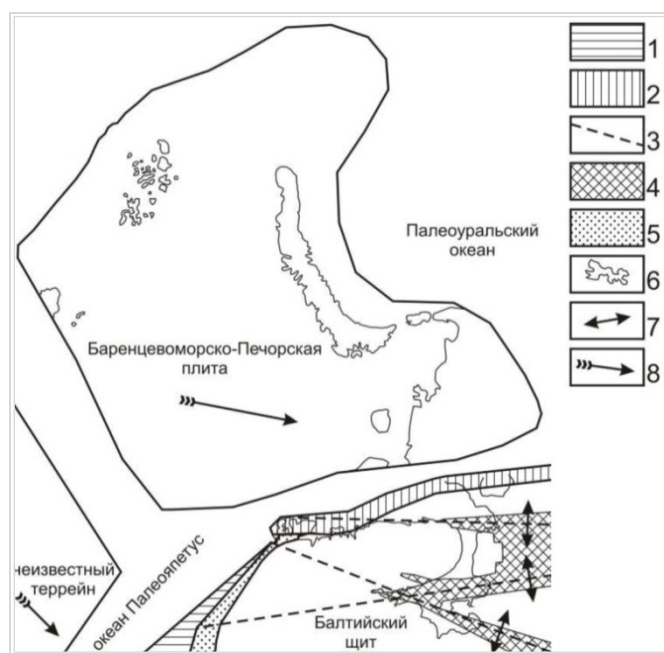


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и прилегающего арктического бассейна в среднем рифее – венде (1350–540 млн лет назад):

1 – складчатые образования среднего и верхнего рифея дальсландской области (1200–900 млн лет); 2 – средне-верхнерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты (1350–570 млн лет); 3 – основные линияменты на Балтийском щите; 4 – рифтогенные образования верхнего рифея; 5 – континентальные терригенные осадки венда (570–542 млн лет); 6 – контур современной береговой линии; 7 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере; 8 – генерализованное направление перемещения литосферных плит

В настоящее время рифейские образования пассивной окраины обнажены в пределах п-ова Варангер в северной Норвегии, п-овах Средний, Рыбачий и о. Кильдин на северной оконечности Кольского п-ова, а также на п-ове Канин нос и Тиманском выступе в Архангельской обл. В геологической литературе эти образования выделяются как Тимано-Варангерская система байкалит [10, 11] и представляют собой моноклинальное напластование средне-, верхнерифейских и вендских слабометаморфизованных осадочных комплексов, тектонически взброшенных, а местами надвинутых на архейские и нижнепротерозойские образования ВЕП [12]. По сейсмическим данным, поверхность моноклинали полого погружается в сторону Южно-Баренцевоморской впадины под углами 2–5°, а затем 5–10° [11, 13].

Осадочные комплексы среднего рифея представлены сероцветными полимиктовыми конглобрекциями, конгломератами, гравелитами и псаммитами с прослоями алевролитов. В верхних частях разреза наблюдается переслаивание темноцветных аргиллитов, алевролитов, полимиктовых псаммитов и конгломератов с линзами и конкрециями карбонатных пород. Верхнерифейские и вендские образования представлены переслаиванием разноцветных кварцевых, олигомиктовых и аркозовых псаммитов, алевролитов, пелитов и доломитов. В разрезе встречаются прослои полимиктовых конглобрекций с обломками фосфоритов и карбонатных стяжений. Вторичные преобразования соответствуют стадии глубинного катагенеза – начального метаморфизма (метагенеза) [14]. Геодинамические условия накопления перечисленных комплексов отвечают единому латеральному ряду шельфовых, континентально-склоновых и подножно-континентальных образований [2]. Присутствие в разрезе фосфоритов и карбонатных стяжений указывает на существование в то время эпиконтинентальных морских условий в северо-восточной части литосферной плиты и наличие зоны апвеллинга.

В позднем венде – раннем кембрии, около 570–510 млн лет назад, произошло сочленение северной и северо-восточной оконечности древней Русской плиты с Северокарско-Баренцево-Печорской плитой гренвилльского возраста, которая впоследствии была разделена на Баренцевоморскую (Свальбардскую), Северо-Карскую и Печорскую [1, 15]. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогейя (Родиния). Процесс приращения Восточно-Европейской платформы в этой ее части протекал без проявления складчатости и магматизма, а сочленение двух континентов происходило по зоне касательного проскальзывания, подобно смещающимся вдоль трансформного разлома блокам литосферы (рис. 2).

Процесс столкновения двух плит привел к взбрасыванию, а местами и надвиганию шельфовых и континентально-склоновых осадочных комплексов среднего и верхнего рифея и венда на окраину ВЕП и формированию в районе полуостровов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и взбросо-надвиговых структур. При этом А.П. Симонов с соавторами [11] отмечает, что процессы формирования Тимано-Варангерской шовной зоны сопряжены с резким уменьшением мощности разреза в северо-западном (Кольско-Канинском) сегменте и многократным его увеличением в юго-восточном (Тиманском) направлении. К этому следует добавить, что в разрезе отсутствуют образования нижнего рифея, и лишь в юго-восточной части Тимано-Варангерской шовной зоны присутствуют осадки данного возраста [1].

По-видимому, описанные факты следует связывать с правосторонне-сдвиговым сочленением двух литосферных плит, при котором разделяющий их океанический бассейн был закрыт без субдукционного поглощения на большей ее части (рис. 2). При этом наиболее молодые фрагменты разреза шельфовых и континентально-склоновых образований Восточно-Европейской платформы были взброшены на край плиты, а частью срезаны, перемещены и сгружены в юго-восточном направлении. Более древние, нижнерифейские комплексы, слагавшие нижние уровни склона и подножья пассивной окраины континента, были, скорее всего, захоронены в подошве сформированной шовной зоны. Эти процессы привели к увеличению степени проявления складчатости и метаморфизма вплоть до зеленосланцевой фации в пределах Канинской и Тиманской части разреза, а также к проявлению контрастного магматизма

от гранитоидного и гранодиоритового до габбро-долеритового на юго-востоке. Еще южнее (в Предуралье) эта зона переходит в конвергентную структуру, о чем свидетельствует вскрытый бурением комплекс магматических пород островодужного типа на восточной ее оконечности [1].



Рис. 3. Схема мощности земной коры Баренцево-Карского шельфа и данных геотермических измерений по данным [17, 18] с дополнениями:

1 – суша; 2 – шельф; 3 – континентальный склон; 4 – выделенные по геофизическим данным участки с океанической корой; 5 – изолинии глубин подошвы земной коры, км; 6 – пункты геотермических измерений, мВт/м²; 7 – линия геолого-геофизического профиля (см. рис. 4)

Фундамент Северокарско-Баренцево-Печорской плиты обнажается в пределах Северо-Восточной Земли Шпицбергена, северной части Новой Земли и на п-ове Таймыр. Он вскрыт бурением на островах Земли Франца-Иосифа и в пределах Печорской плиты. Разрез представлен полискладчатыми и метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма гнейсами и кристаллическими сланцами, биотитовыми и двуслюдяными, углистыми и графитсодержащими, хлорит-серицитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, доломитами, кальцифирами и конгломератами. Эти комплексы прорваны гранитами рифея и венда. Возраст фундамента составляет 1.55–1.3 млрд лет [1, 16, 17]. Данная литосферная плита имеет неоднородный характер строения фундамента, выраженного в сопряжении участков континентального (гранитного) и субокеанического типов (рис. 3). При этом не следует забывать, что ее западная часть была сформирована и приращена в эпоху каледонской фазы складчатости и отражает условия закрытия океана Япетус. Если мысленно вычленить эту область из состава Баренцевоморской плиты, а также Южнокарскую плиту, которая входит в состав Западносибирской платформы, получится, что участки гранитной и субокеанической коры в пределах данного региона вытянуты в субмеридиональном направлении. Это косвенно подтверждает наше предположение о формировании Баренцево-Печорской литосферной плиты из эшелонированной системы, по крайней мере, двух или трех крупных островных дуг, разделенных фрагментами (останцами) океанической литосферы (рис. 3). Подобная же картина наблюдается и в Северокарском сегменте плиты. В центральной ее части по геофизическим данным наблюдается крупная область с корой океанического типа [17].

Различный возраст формирования древней Восточно-Европейской платформы и более молодой Северокарско-Баренцевоморско-Печорской плиты, их изостатические свойства и мощность подстилающей литосферы привели к тому, что последняя испытывала постоянное проседание фундамента, причем участки с субокеанической корой погружались быстрее, нежели области континентального типа (рис. 4).

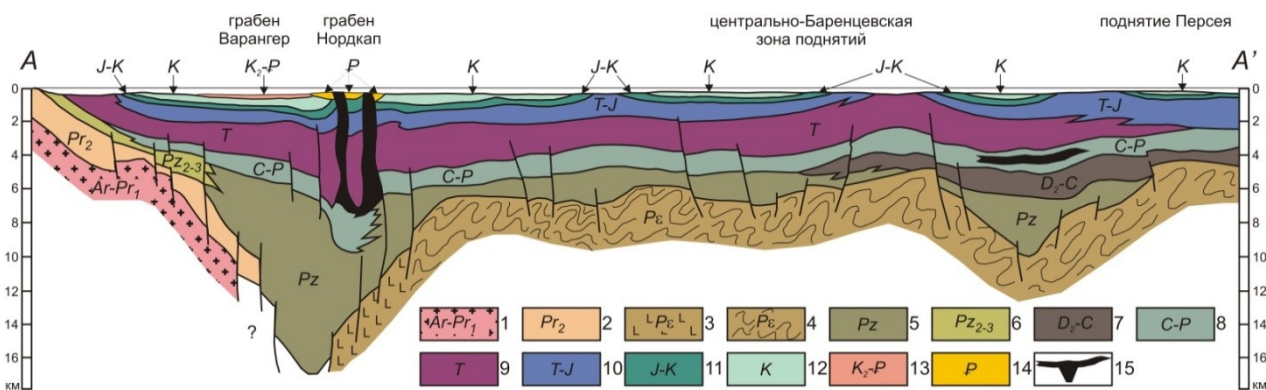


Рис. 4. Геолого-геофизический профиль через центральную часть Баренцевоморского шельфа от п-ова Варангер до поднятия Персея (см. рис. 3) [17]:

1 – фундамент Балтийского щита архейского возраста: полискладчатые, полиметаморфические комплексы тоналит-трондьемитового состава, кристаллические сланцы, амфиболиты; 2 – осадочные комплексы среднего – верхнего рифея и венда: переслаивание аргиллитов, алевролитов, олигомиктовых, аркозовых и полимиктовых псаммитов и конгломератов с линзами карбонатных пород и с прослоями фосфоритсодержащих конглобрекций; 3 – выделенные по геофизическим данным участки с океанической корой докембрийского возраста; 4 – метаморфизованный складчатый фундамент Свальбардской и Северокарской плит докембрийского возраста: гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры, кварциты, биотитовые и двуслюдяные сланцы, углистые и графитсодержащие сланцы; 5 – нерасчлененный комплекс палеозоя: песчаники, глины, конгломераты, известняки и углистые прослои; 6 – нерасчлененный комплекс среднего и верхнего палеозоя: песчаники и глины; 7 – нерасчлененный комплекс среднего девона-карбона: песчаники, глины и прослои углистых сланцев; 8 – нерасчлененный комплекс карбон-пермского возраста: песчаники с прослоями глин, конгломераты и известняки; 9 – осадочный комплекс триасового возраста: переслаивание песчаников и глин; 10 – нерасчлененный комплекс триас-юрского возраста: песчаники с прослоями глин; 11 – нерасчлененный комплекс юрско-мелового возраста: песчаники с прослоями глин; 12 – осадочный комплекс мелового возраста: песчаники с редкими прослоями глин; 13 – нерасчлененный комплекс верхнего мел-палеогенового возраста: пески; 14 – осадочный комплекс палеогена: пески; 15 – соляные купола

Отложения осадочного чехла в пределах Баренцевоморской (Свальбардской) плиты начинаются с карбонатно-терригенных осадков кембрия и силура, развитого преимущественно в глубоко погруженных западных ее частях. Выше, с явным несогласием, залегают силур-нижнедевонские и девон-карбонные терригенные толщи, которые перекрываются карбонатными осадками и эвапоритами перми и триаса [17].

Выявление силур-нижнедевонского и девон-каменноугольного несогласий в чехольных комплексах Баренцевоморской (Свальбардской) плиты свидетельствует о многостадийном процессе закрытия океана Япетус к западу от нее и формированию орогенного комплекса Североатлантических каледонид (рис. 5). На ранней стадии произошло наращивание Свальбардской плиты с запада и формирование складчатой системы субмеридионального (в современных румбах) простирания. На это в частности указывает структурно-вещественное

подобие генетически связанных комплексов Гренландии и Шпицбергена. Кроме того, в разрезе последнего складчатые образования осложнены крупноамплитудными левосторонними сдвигами, что помогает выявить вектор движения литосферных плит относительно друг друга (рис. 5). Также в низах разреза западного блока арх. Шпицбергена обнаружены глаукофановые сланцы, свидетельствующие о субдукции более древней Североамериканской плиты под Свальбардскую в этом районе [1]. Позже, в позднем девоне, около 375–362 млн лет назад произошло окончательное закрытие океана Япетус и формирование складчатой системы каледонид Норвегии.

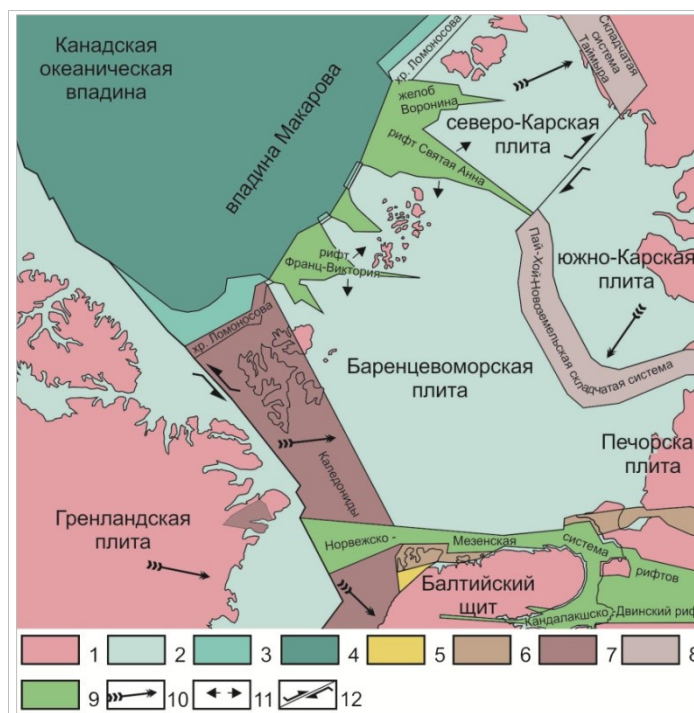


Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты и прилегающего Арктического бассейна в раннем мезозое (около 240 млн лет назад):

1 – суша; 2 – шельф; 3 – континентальный склон; 4 – океанические впадины; 5 – континентальные терригенные осадки венда (600–542 млн лет); 6 – средне-верхнерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты; 7 – складчатые образования североатлантических каледонид в раннем ордовике – позднем девоне (485–362 млн лет); 8 – складчатые образования полярного Урала, Новой Земли и п-ова Таймыр в ранней перми – раннем триасе (290–245 млн лет); 9 – Норвежско-Мезенская и Кандалякшско-Двинская системы рифтов; 10 – генерализованные направления перемещения литосферных плит; 11 – векторы раскрытия клиновидных рифтов; 12 – крупные сдвиги (трансформные разломы)

Изучение сейсмического разреза Баренцевоморской плиты (рис. 4) показало, что верхнепалеозойские отложения с несогласием перекрываются триас-юрскими толщами, отражающими тектонические процессы закрытия Палеоуральского океана на востоке. Так же как и при закрытии океана Япетус, формирование Уральской складчатой системы сопровождалось многостадийным и неравномерным сближением и субдукцией древней Восточно-Европейской платформы под активную окраину Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Это привело к образованию коллизионной структуры сложной конфигурации в период с позднего девона – раннего карбона

(около 360 млн лет) на юге по позднюю пермь – ранний триас (около 265–245 млн лет) на севере [9]. На северной оконечности формирующейся складчатой системы пассивная окраина Северокарской плиты была надвинута на Сибирский кратон, сформировав Таймырскую складчатую систему и Енисей-Хатангский краевой прогиб. Полное закрытие Палеоуральского океана маркируется развитием постколлизийных гранитов возрастом 264 млн лет [17]. В результате этого между ВЕП и ЗСП была сформирована орогенная структура, имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные, вплоть до остроугольно ориентированных зон складчатости местами осложненных трансформными разломами. Такого рода примером является складчатая система Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и п-ова Таймыр (рис. 6). В это же время некогда единая Северокарско-Баренцевоморско-Печорская литосферная плита была окончательно разделена на Свальбардскую (Баренцевоморскую), Печорскую и Северо-Карскую (рис. 2, 5).

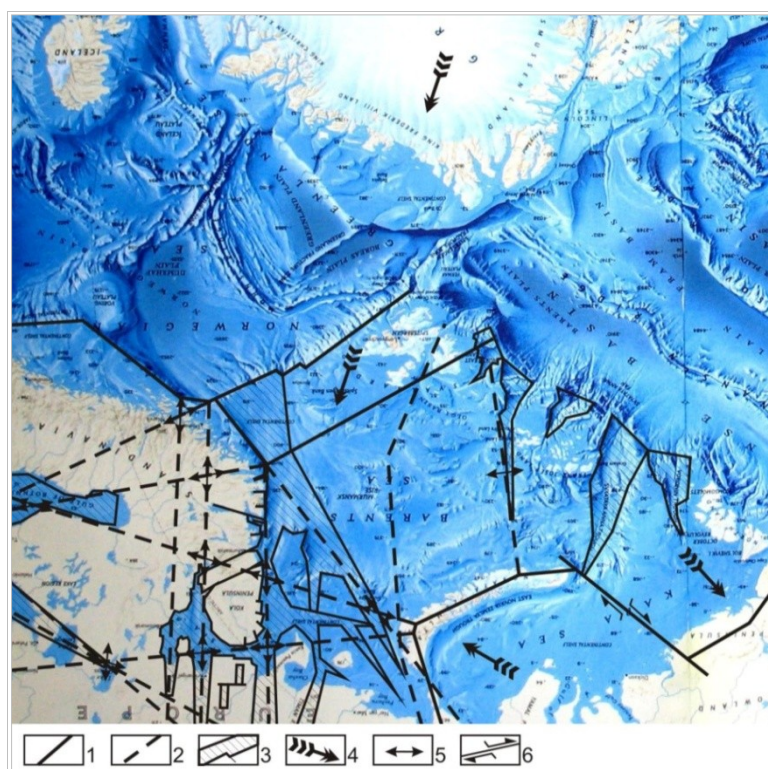


Рис. 6. Реконструкция разрывных нарушений в древней Восточно-Европейской, молодой Западно-Сибирской и древней Сибирской платформах в палеозое – раннем мезозое (542–241 млн лет):

1 – граница литосферных плит, вдоль которых происходило закрытие палеоокеанов и коллизия; 2 – основные линияменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите; 3 – рифты; 4 – генерализованное направление перемещения литосферных плит; 5 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере; 6 – трансформный разлом

Закрытие северной части Палеоуральского океана привело к практически одновременной коллизии трех континентальных литосферных плит с разновозрастным фундаментом. Согласно одному из основополагающих законов теории тектоники литосферных плит, более древняя из них всегда субдуцирует (пододвигается) под более молодую плиту того же типа. Следовательно, имея возраст фундамента 1.55–1.3 млрд лет, Северокарско-Баренцевоморско-Печорская плита своей южной частью субдуцировала под более молодую Западно-Сибирскую и надвигалась (обдвигивала) на севере на древнюю Сибирскую платформу [19].

В результате завершения каледонского и герцинского этапов тектогенеза был сформирован единый суперконтинент Пангея, в северной части которого оказались коллизионно совмещенными литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов. Между ними были зажаты молодые литосферные плиты с гренвилльским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Северокарско-Баренцевоморско-Печорскую молодые платформы. По-видимому, в это же время была в основном сформирована и крупная Американо-Евразийская океаническая впадина, основную часть которой занимает Канадская котловина. В ее пределах в юрское и меловое время, возможно, еще продолжался слабовыраженный осевой спрединг, однако позже он прекратился [1, 20].

Процесс закрытия палеоокеана Япетус можно восстановить по современной конфигурации континентальных плит северной части Атлантического океана и по полосчатым (полосовым) магнитным аномалиям, а также по характеру строения каледонской аллохтонной пластины в северной части Балтийского щита, маркирующей древнюю зону сочленения. При этом клиновидная форма восточной части Гренландской литосферной плиты при столкновении с Европейской плитой должна была привести к возникновению серии растягивающих напряжений в северной части Балтийского щита по линии Северная Норвегия – Кольский п-ов – Архангельская обл., т.е. с северо-запада на юго-восток (рис. 6).

Аналогично этому при закрытии карбон-триасового Палеоуральского океана и при столкновении Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы с Восточно-Европейской платформой, по-видимому, произошло заложение зоны растягивающих напряжений по линии Новая Земля – о. Нокуев – г. Кандалакша – Ботнический залив и Новая Земля – Горло Белого моря – Ладожское озеро (рис. 6). При этом выступ Карской плиты, отмеченный колленообразным изгибом складчатых структур Новой Земли, подобно клину, внедрил в Баренцевоморскую молодую платформу. Происшедшие в обрамлении Балтийского щита события не могли не оказать активного влияния на его внутреннее физическое состояние. В итоге в восточной части щита была сформирована почти ортогональная система разрывных нарушений, имеющая северо-западное и северо-восточное до меридионального направления ветвей [21] (рис. 6). Характер проявления этих деформаций предопределял возникновение еще одной системы разрывов, образующейся в результате разложения сил. Формирование субмеридионально-субширотной ортогональной системы в описываемый период времени носило второстепенный характер и реализовывалось без сколько-нибудь значительных перемещений вдоль разломов. Неизбежное возникновение растягивающих напряжений в восточной части Балтийского щита привело к формированию целого ряда рифтогенных структур. В пределах Кольского п-ова и его обрамления выделяются Беломорская и Норвежско-Мезенская системы рифтов, огибающие его с севера и юга и маркирующие разрывы северо-западного простирания. В результате закрытия Палеоуральского океана и формирования закономерной системы разрывных нарушений в литосфере Восточно-Европейской платформы чуть позже была сформирована система рифтов юго-западного простирания, маркируемая акваторией Горла Белого моря и протягивающаяся до Ладожского озера и далее. Благодаря этому к востоку от Белого моря произошло объединение двух рифтовых систем северо-западного простирания и трансформация структурно-вещественного ансамбля Мезенской синеклизы.

Система Беломорского рифта протягивается от Кольского п-ова до Тимана, а ее протяженность составляет около 900 км при ширине 50–270 км [22]. В северо-западной части Кандалакшский рифт постепенно выклинивается, а в районе Терского берега от него ответвляется в север-северо-западном направлении Ермаковский грабен [23]. Система Баренцевоморского рифта прослеживается от Лаксефюерда и Танафьерда северного побережья Норвегии, вдоль Мурманского берега Кольского п-ова и далее на юго-восток. Общая его протяженность составляет около 1500 км при ширине до 200 км. В районе северного побережья Норвегии данная рифтовая система выклинивается и имеет вид правостороннего сдвига.

Мезенская синеклиза была сформирована в результате проявления байкальского, а затем каледоно-герцинского этапов геодинамической активности. Первоначально она закладывалась на окраине Русской плиты в результате ее сочленения с Баренцево-море-Печорской литосферной плитой в рифее и представляла собой типичный краевой прогиб. Чуть позже произошло формирование Кандалакшско-Двинского (Беломорского) рифейского авлакогена, как отражение дальсландской фазы складчатости, происходившей на западе Балтийского щита. Еще позже на структуры Мезенской синеклизы были наложены процессы каледонской и герцинской фаз тектоногенеза, что, несомненно, усложнило внутреннюю структуру региона (рис. 7).

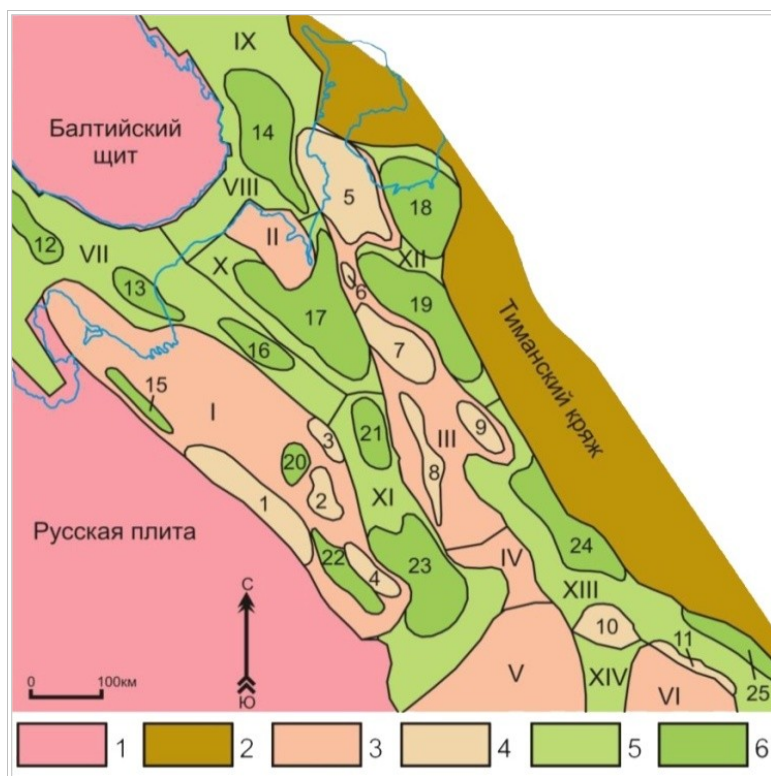


Рис. 7. Тектоническое строение фундамента Мезенской синеклизы (по работе Б.А. Пименова и Н.А. Малышева и [24] с изменениями и дополнениями):

1–2 – структуры обрамления Мезенской синеклизы; 3–4 – выступы фундамента в пределах синеклизы: I–VI – первого порядка, I–II – второго порядка; I – Северодвинская моноклираль и Архангельский свод; II – Несско-Тылугский выступ; III – Мезенский мегавал; IV – Ертымская седловина; V – Сысольский свод; VI – Коми-Пермяцкий свод; 1 – Среднедвинский вал; 2 – Юльское поднятие; 3 – Карпогорский вал; 4 – Уфтыгское поднятие; 5 – Тылугское поднятие; 6 – Нижнепезское поднятие; 7 – Ценогорское поднятие; 8 – Вашкинский вал; 9 – Косланский вал; 10 – Сторожевское поднятие; 11 – Прубский вал; 5–6 – прогибы фундамента в пределах синеклизы: VII–XIV – первого порядка, 12–25 – второго порядка; VII – Кандалакшско-Керецкий прогиб; VIII – Прогиб Горла Белого моря; IX – Прогиб Воронки Белого моря; X – Беломорско-Лешуконский прогиб; XI – Пинежский прогиб; XII – Пешско-Сафоновский прогиб; XIII – Вычегодский прогиб; XIV – Кировско-Кажимский прогиб; 12 – Кандалакшская депрессия; 13 – Западно-Керецкая депрессия; 14 – Приканинская впадина; 15 – Онежская депрессия; 16 – Керецкая депрессия; 17 – Лешуконская впадина; 18 – Пешская котловина; 19 – Сафоновская депрессия; 20 – Покшенгская депрессия; 21 – Среднепинежская впадина; 22 – Тоемская депрессия; 23 – Верхнепинежская котловина; 24 – Вишерская депрессия; 25 – Северо-Кельтменская депрессия

Фундамент Мезенской синеклизы имеет архейский и (или) раннепротерозойский возраст. Он представлен интенсивно дислоцированными и в разной степени метаморфизованными (ультраметаморфизованными) осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами, прорванными интрузиями основного и кислого состава, которые объединяются в разновозрастные тектонические комплексы.

Нижняя часть платформенного чехла представлена преимущественно терригенным верхнепротерозойским комплексом, который объединяет морские, прибрежно-морские и континентальные породы и подразделяется на два структурных этажа: нижний (средний рифей) и верхний (верхний рифей). Выше залегает вендско-фанерозойский комплекс, который подразделяется на два структурных этажа: нижний (вендский) и верхний (фанерозойский). Нижний структурный этаж сложен верхневендскими отложениями и имеет площадное распространение на всей территории синеклизы. Верхний фанерозойский структурный этаж, подразделяется на три подэтажа: нижний (силурийско-девонский), средний (каменноугольно-нижнепермский) и верхний (верхнепермско-кайнозойский) [25].

По данным Д.А. Кузьмина [25], нижняя часть разреза платформенного чехла формировалась синхронно с интенсивными тектоническими процессами и становлением Норвежско-Мезенской системы авлакогенов рифейского возраста (рис. 2, 7).

Фундамент Мезенского бассейна представляет собой систему обособленных линейных грабенообразных внутрикратонных прогибов (палеорифтовых зон) – Кандалакшско-Керецкого, Приканинско-Лешуконского и Пинежского, ограниченных горстовидными поднятиями и перикратонными прогибами северо-западного простирания – Пешско-Сафоновским и Вычегодским (рис. 7). С запада на восток здесь выделяются структурные зоны чередующихся относительных поднятий и опусканий: Северодвинская, Керецко-Лешуконско-Пинежская, Мезенско-Вашкинская, Пешско-Сафоновско-Вычегодская и Западно-Тиманская. Последняя представляет собой складчато-надвиговую структурную зону, ограниченную Западно-Тиманским и Центрально-Тиманским взбросо-надвигами [25]. Рифейские породы в этой зоне отличаются от разновозрастных образований Вычегодского и Пешско-Сафоновского прогибов Мезенской синеклизы лишь повышенной степенью дислоцированности.

Анализ системы распределения впадин, прогибов и поднятий в пределах Мезенской синеклизы показывает, что они располагаются в пространстве с удивительной закономерностью. Так, протяженная серия впадин, тяготеющих к Тиманскому кряжу, по-видимому, являются структурами краевого прогиба, тогда как остальные отделены от них системой поднятий и отражают условия выклинивания фанерозойских рифтовых систем (рис. 7).

Тектоническая эволюция Мезенского бассейна может быть разделена на три этапа. На ранней стадии континентальная окраина Восточно-Европейской платформы была погружена в результате ее сочленения с Баренцевоморско-Печорской плитой, а затем расчленена сформированной в рифее Норвежско-Мезенской системой авлакогенов. В девоне и пермь-триасе произошло формирование наложенных на рифейские грабены Кандалакшско-Двинской (Беломорской) и Норвежско-Мезенской системы рифтов, а также рифта Горла Белого моря, что усложнило процессы формирования синеклизы платформенного типа. В результате этого был сформирован Мезенский гетерогенный осадочный бассейн, сложенный структурно-вещественными (литодинамическими) комплексами пород, которые отвечают палеобассейнам различных тектоносидиментационных типов. Доминирующим в разрезе Мезенской синеклизы является рифейский комплекс, перекрытый верхневендскими и фанерозойскими образованиями, играющими подчиненную роль.

Процессы каледоно-герцинской активизации в исследуемом регионе привели к внедрению целого ряда характерных магматических комплексов, которые формировались на плечах этих структур, в зонах развития рифтов, а также в узлах пересечения наиболее крупных линияментов (рис. 8). Так, в пределах Балтийского щита и севера Русской плиты широко проявлен щелочно-ультраосновной, мелилититовый и кимберлитовый магматизм этого времени. В частности,

в центральной части Кольского п-ова развит комплекс нефелиновых сиенитов и щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа. Выделяется два возрастных интервала проявления магматизма. Ранние интрузивные тела, трубки взрыва и дайки внедрялись в интервале 480–400 млн лет назад, образуют вытянутую в северо-западном направлении зону, протягивающуюся вдоль побережья Кандалакшского залива и далее, включая Ковдорский массив [23]. Более поздние проявления магматизма имеют возраст 400–320 млн лет и приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и северного простирания [23, 26]. Выявленная закономерность подтверждает сделанные нами ранее выводы о полистадийности проявления структурообразующих процессов в регионе и связанном с ними магматизме [27, 28].

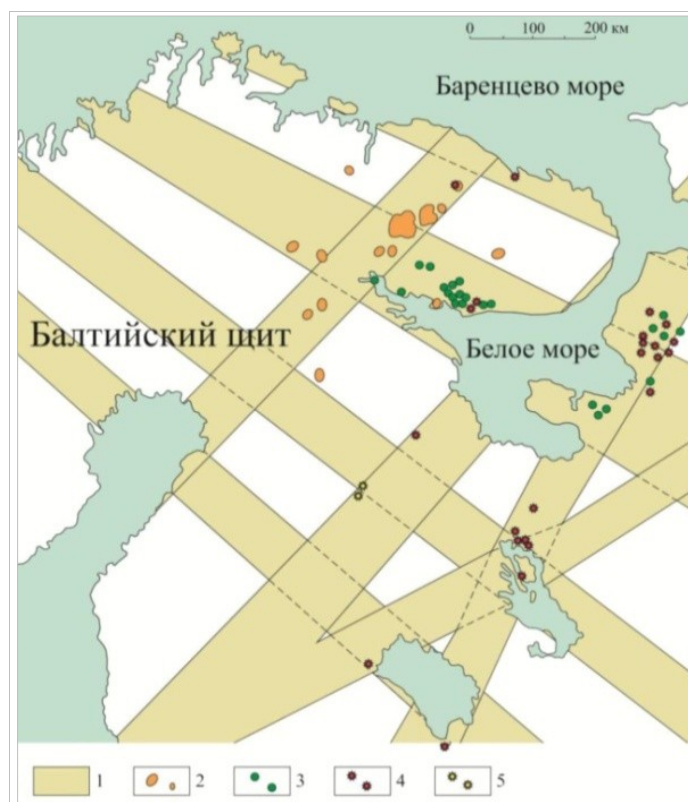


Рис. 8. Схема проявления тектоники и распределения основных интрузивных массивов и трубок взрыва палеозойского возраста в с-в части Балтийского щита:

1 – линейные зоны концентрации глубинных тектонических разломов палеозойского возраста; 2 – интрузии щелочно-ультраосновного состава; 3 – мелилититовые трубки взрыва; 4 – кимберлитовые трубки взрыва; 5 – лампроитовые трубки взрыва

На северном его побережье отмечен дайковый комплекс долеритов субмеридионального и северо-восточного простирания, соответствующий по составу океаническим базальтам. В Кандалакшском заливе на обоих его побережьях отмечены дайки лампрофиров северо-восточного простирания, трубки взрыва пикритов, мелилититов и кимберлитов. В районе Онежского озера выявлено поле развития алмазоносных кимберлитовых трубок взрыва, а в Костомукшском районе диатремы лампроитов. В Архангельской обл., в зоне развития Норвежско-Мезенской системы рифтов, выявлено крупное Зимнебережное поле мелилититов и кимберлитов. В акватории Баренцева и Карского морей по геолого-геофизическим данным выделяется несколько этапов субщелочного магматизма, который представлен силами и дайками основного состава позднепермского-раннетриасового, а также юрско-мелового возрастов и локализованный в пределах Восточно-Баренцевоморской и Южно-Карской впадин и их

обрамлений. На Земле Франца-Иосифа и на арх. Шпицберген проявлен более молодой – кайнозойский – магматизм, выразившийся развитием комплекса субпараллельных даек северо-западного простирания и покровных вулканитов основного состава, а также силлов долеритов и долерито-базальтов, которые внедрялись в верхнетриасовые отложения и, скорее всего, маркировали процессы раскрытия Северного Ледовитого океана в эоцене.

По данным Э.В. Шипилова [29], для Баренцево-Карского региона в фанерозое характерно проявление нескольких этапов дайкового (силлового) магматизма основного состава. Первый из них относится к поздне- или пострифейскому этапу и развит в пределах Баренцевоморского побережья Балтийского щита и в Новоземельской складчатой зоне. Следующий – силурийский этап был проявлен в интервале 434–420 млн лет. Позже развивался позднедевонский-раннекарбонный магматизм (370–330 млн лет), затем позднепермско-раннетриасовый (257–245 млн лет) и позднеюрско-раннемеловой (159–131 млн лет). Завершается магматическая активность палеоген-четвертичными образованиями (60–25 и ~1 млн лет).

Первый этап магматизма связан с закрытием в позднем протерозое океана Палеоаяпетус, а второй и третий с закрытием океана Япетус и полистадийным формированием складчатой системы Северо-Атлантических каледонид. Четвертый и пятый этапы характеризуют закрытие Палеоуральского океана на востоке и завершение герцинского этапа тектогенеза [30, 31]. Наиболее поздние магматиты связаны с раскрытием в кайнозое Северного Ледовитого океана. По составу они чаще всего соответствуют базальтам нормальной щелочности. Исключение составляют позднепермско-раннетриасовый и позднеюрско-раннемеловой периоды магматизма, которые по нашему мнению фиксируют процессы завершения активной стадии герцинской фазы складчатости и снятия тектонической нагрузки в постколлизийный этап развития Баренцево-Карского региона. Это привело к крупномасштабному внедрению комплекса даек и силлов субщелочного ряда в обрамлении коллизийной зоны Полярного Урала – Новой Земли – п-ова Таймыр. Кроме того, в кайнозое произошло раскрытие современного Ледовитого океана, что также отразилось на характере проявления дайкового магматизма в краевой зоне континентального шельфа.

Проведенные ранее авторами исследования на востоке Кольского п-ова (в районе рек Пялица, Пулоньга, Бабья и Сосновка), на побережье Горла Белого моря, выявили большое количество даек мелилититового и кимберлитового составов в кристаллическом основании архейского фундамента. Эти дайковые образования часто имеют своеобразную форму в виде “паукообразных” тел с изометричным обособлением вещества в центре и четырех-, шестилучевыми расходящимися дайками. Диаметр центральных тел колеблется в пределах 2–8 м, а протяженность апофизов достигает 30–80 м. Дайковые тела прорывают архейский кристаллический фундамент, не метаморфизованы и часто имеют характерный рисунок трещин остывания, формирующихся при кристаллизации магмы в приповерхностных условиях. По нашему предположению, эти тела являются подводными каналами эродированных трубок взрыва, что позволяет прогнозировать формирование алмазоносных россыпей в осадочном чехле Белого моря [28, 32–34].

Восточная часть этого бассейна, включая и Горло, совпадает с крупным узлом пересечения глубинных разломов, кинематика которых носит характер растяжения (рис. 8). Именно поэтому в прилегающих областях развит интенсивный магматизм, сопряженный с возрастом их формирования. Постоянное изостатическое воздымание северо-восточной части Балтийского щита на протяжении палеозой-кайнозойского времени и выведение на поверхность глубинных уровней коры неизбежно должен приводить к формированию богатых россыпей в донных осадках акватории полузакрытого бассейна, которым является Белое море.

В этой связи крайне важным является вопрос оценки параметров россыпной алмазоносности бассейна Белого моря и его прибрежной части. В течение почти 20 лет после открытия алмазоносных трубок взрыва в Архангельской кимберлитовой провинции велись поиски алмазов на территории континентальной части Мурманской обл. и Северной Карелии [35, 36].

Кимберлиты Терского берега были открыты в 1986 г. при бурении локальных магнитных аномалий "трубчатого типа". Согласно М.М. Калинкину и И.В. Полякову [36], Ермаковское кимберлитовое поле включает 60 эксплозивных объектов, в том числе две алмазоносные кимберлитовые трубки. Остальные диатремы и эксплозивные дайки сложены мелилититами и ультраосновными фойдитами. В вертикальном сечении трубки представлены крутопадающими жерлами, а их верхние кратерные части эродированы. В двух технологических пробах из трубки "Ермаковская-7" обнаружен 131 алмаз. Преобладают мелкие индивиды (0.1–0.2 мм). Алмазы крупнее 0.5 мм редки, но наличие осколков свидетельствует о раскалывании более крупных зерен. Алмазы имеют октаэдрическую форму, бесцветны, обладают сине-голубой люминесценцией. В одной из технологических проб, отобранной из трубки "Ермаковская-20", установлено пять зерен алмазов размером до 0.4 мм.

Проведенные нами литофациальные исследования рыхлых отложений в прибрежных зонах и в акватории Горла Белого моря позволили составить схему литологических фаций данного региона (рис. 9). Полученные данные свидетельствуют о широком площадном распространении грубозернистых осадков (гравийников, галечников и валунников), с которыми, как правило, ассоциируют алмазоносные россыпи. Основные способы поступления обломочного материала при этом, по-видимому, следует связывать с абразией берегов и материковый сток. В пользу первого способа свидетельствует широкое развитие абразионных террас вдоль Терского побережья Горла Белого моря, причем специфика механизма разрушения заключается в том, что из прибрежной зоны вымывается практически весь материал, поступающий в результате абразии берегов.

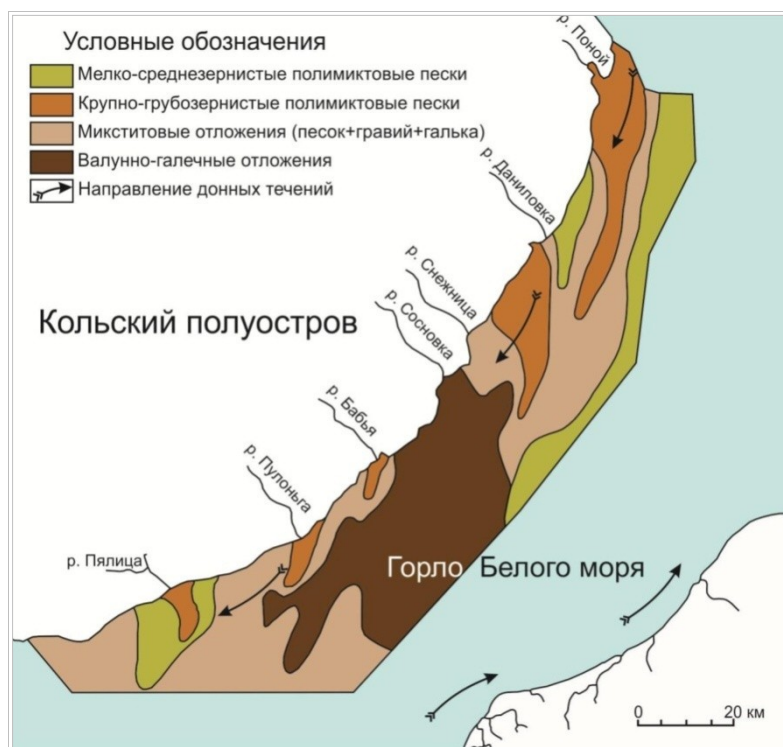


Рис. 9. Схема распределения литологических фаций в акватории Горла Белого моря (по Гавриленко и др. [32])

Материковый сток также оказывает существенное влияние на формирование толщ терригенных осадков за счет размыва поверхности кристаллического фундамента северо-восточной части Балтийского щита и их сноса в бассейн Белого моря. Это связано с тем, что

современные реки Кольского региона имеют характер горных потоков и, как следствие, обладают способностью переносить грубообломочный материал. Кроме того, в регионе широко развит процесс разрушения и последующего переноса моренных отложений.

Плохая сортированность и неокатанность обломочного материала в прибрежных зонах бассейна Белого моря, а также довольно однообразный петрографический состав гальки и валунов, представленных в основном гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, гранитами и аркозовыми псаммитами, свидетельствуют о незначительной удаленности коренных источников сноса материала.

Белое море имеет довольно сложную систему водообмена, существенным механизмом которого является материковый сток. Избыток опресненной воды малой плотности из закрытой области Белого моря поступает в Баренцевоморский бассейн, куда направлено постоянное сточное морское течение [37]. Из Баренцева моря через Горло во впадину Белого моря направлен встречный поток тяжелых нормально соленых океанических вод. Именно он и контролирует динамику разноса осадочного материала на дне Терской части акватории. Данный вывод подтверждается распределением песчаных фаций в пределах исследуемого района, а именно смещением дельтовых конусов выноса к юго-западу.

Анализ процессов переноса и аккумуляции терригенных осадков в регионе показывает, что северо-восточная часть Балтийского щита является областью генерации целого ряда россыпных полезных ископаемых, тогда как бассейн Белого моря представляет собой природный накопитель и одновременно с этим гравитационный сепаратор.

Проведенные авторами настоящей статьи поисковые работы на алмазы в акватории Горла Белого моря показали, что в терригенных грубообломочных осадках встречаются минералы-спутники и отдельные зерна этого минерала.

Полученные в результате драгирования донных осадков пробы были разделены на фракции и последовательно изучены литологическими, петрографическими и минералогическими методами. Всего было отобрано 130 проб. Во всех из них изучалась фракция 0.5–1.0 мм. Ее состав представлен в основном породообразующими минералами и в большинстве своем темноцветными минералами: амфиболом, пироксеном и эпидотом. Их доля нередко составляет 100 % в тяжелой фракции. Второе и третье места по встречаемости занимают кианит и силлиманит. Этот факт находит свое объяснение в широком распространении на незначительном удалении от Терского берега (30–100 км к северо-западу) кианитовых сланцев Кейвской серии, пространственно сосредоточенных в бассейне самой многоводной на Кольском п-ове реки Поной. Источником граната (альмандин и андрадит) и особенно ставролита также являются кианитовые и ставролит-гранат-кианитовые сланцы Кейвских тундр. Но ареал распространения граната гораздо шире, поскольку гранат как породообразующий минерал присутствует в большом числе метаморфических пород всего региона. Повышенные количества биотита тяготеют к площади песков Понойской дельты. Изредка отмечаются перовскит, апатит, ильменит и сфен.

В более мелкой фракции (0.25–0.5 мм) также преобладают породообразующие темноцветные минералы: амфибол, пироксен и эпидот, но увеличивается относительная доля граната (до 30 %), сфена (до 30 %), ставролита (до 10 %), перовскита и биотита.

Обнаруженные авторами данной статьи минералы-спутники алмаза представлены гранатами, хромдиоксидами и муассанитами. Наиболее часто они встречались в классах 0.5–1.0 и 0.25–0.5 мм в виде целых кристаллов или их обломков. Степень окатанности зерен невысокая. В одной из проб найден хром-пироп, характерный для кимберлитов и включений в алмазах [32].

В большинстве своем гранаты – кальциевые пироп-альмандины, которые встречаются в кимберлитах, гранатовых лерцолитах, гранатовых оливковых вебстеритах и эклогитах. Форма зерен угловатая, неровная, что свидетельствует о незначительном удалении от источника сноса. В Ермаковском кимберлитовом поле такие гранаты обнаружены в взрывных мелилититах и ультраосновных фойдитах [36]. Учитывая незначительное содержание пироба в алмазоносных

кимберлитах Кольско-Архангельской провинции, даже его единичные находки представляют практический интерес. В хромсодержащих диопсидах встречены включения оливина и самородного железа, что является возможным признаком их кристаллизации на значительных глубинах. В морских осадках неоднократно был встречен еще один спутник алмаза – муассанит (SiC). Находки муассанита пространственно совпадают с находками хромсодержащих диопсидов и магнезиальных гранатов, что свидетельствует об их генетической связи. Встреченный единичный кристалл алмаза был размером 0.5–0.7 мм, с несколькими хорошо выраженными гранями. Кристалл – полупрозрачный, с серым оттенком. Форма кристалла близка к кубооктаэдру. Таким образом, в ходе минералогических исследований выявлены как прямые (находки алмаза и хром-пиропов), так и косвенные (находки пироп-альмандинов, хромсодержащих диопсидов, оливинов и муассанитов) признаки алмазоносности осадков Горла Белого моря.

Проведенный минералогический анализ шлиховых проб позволил выделить три перспективных участка на обнаружение россыпных алмазов в пределах акватории Горла Белого моря [32] (рис. 10). Эти участки совпадают с выделенными ранее на континентальной части Кольского полуострова перспективными на алмазоносность областями, в пределах которых были обнаружены минералы – спутники алмазов [38].



Рис. 10. Схема расположения установленных и предполагаемых кимберлитовых полей и россыпных скопления алмазов в Горле Белого моря северо-восточной части Балтийского щита

Выводы

В заключение следует отметить, что исследование процессов полистадийного развития структурно-вещественных комплексов северной части древней Восточно-Европейской и молодой Западно-Сибирской платформ и прилегающего Арктического шельфа в фанерозое привело к выявлению и обоснованию пространственно-временных закономерностей проявления четырех этапов приращения и преобразования континентальной литосферы. К первому можно отнести процессы формирования осадочных комплексов шельфа и континентального склона средне-позднерифейского и вендского возраста, которые маркировали пассивную окраину континента того времени и представлены сегодня отложениями Тимано-Варангерской шовной зоны. На следующем этапе произошло закрытие океана Япетус и формирование складчатых

образований североатлантических каледонид в раннем ордовике – позднем девоне (485–362 млн лет), а также приращение западной части Баренцевоморской плиты. Позднее, в процессе закрытия Палеоуральского океана, были сформированы орогенные комплексы герцинид Полярного Урала, Новой Земли и п-ова Таймыр. Произошло это в ранней перми – раннем триасе (290–245 млн лет), что привело к образованию единого Канадско-Евразийского континента, входящего в состав суперконтинента Пангея. Процессы каледоно-герцинской тектонической активизации способствовали формированию системы глубинных разломов, в узлы пересечения которых внедрялись крупные объемы магматических расплавов. Их рудная специализация привела к формированию целого ряда крупнейших месторождений полезных ископаемых на Балтийском щите и в прилегающих областях. Разрушение и перенос полезных компонентов части из них позволяет рассматривать Белое море как природный резервуар, аккумулирующий россыпные залежи. На завершающем этапе эволюции континентальной литосферы региона, в эоцене (около 55 млн лет назад), произошел его раскол и раскрытие современного Атлантического (северный сегмент) и Северного Ледовитого океанов. Каждое из перечисленных событий не только изменяло облик окраинных и внутренних областей описываемого региона за счет последовательного приращения континентальной коры и наращивания ее осадочного чехла, но и привело к закономерному распределению в пространстве и времени крупных и уникальных скоплений различных типов полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирëв И.В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 119 с.
3. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
4. Sorokhtin O.G., Chilingarian G.V., Sorokhtin N.O. Evolution of Earth and its climate // Elsevier Science. Developments in Earth and Environmental Sciences. 2011. Vol. 10. 763 p.
5. Сорохтин О.Г., Чилинга Дж.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). М.; Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2010. 751 с.
6. Early stages of evolution of the arctic margins (Neoproterozoic/Paleozoic) and plate reconstructions / V.A. Vernikovskiy, D.V. Metelkin, A.E. Vernikovskaya, N.Yu. Matushkin, L.I. Lobkovskiy, E.V. Shipilov // 2011. Origins of Northeastern Russia: Paleomagnetism, Geology, and Tectonics. ICAM-VI. Abstracts, Fairbanks, Alaska, CD.
7. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. 2001. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso–Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup. Prec. Res., 110, 127–141.
8. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблема докембрийских оледенений) // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 308. 202 с.
9. Raaben M.E., Lubtsov V.V., Predovsky A.A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula). Nor. Geol. Unders. Special Publ. Trondheim. 1995. P. 233–246.
10. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: МГУ, 1996. 448 с.
11. Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопромысловых работ на шельфе Баренцева моря? / А.П. Симонов и др. // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 2. С. 121–140.
12. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / отв. ред. Н.В. Шаров. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 225 с.
13. Регионально-зональные сейсмогеологические работы МОВ-ОГТ на п-ове Рыбачий в комплексе с высокоточной гравиметрией с целью изучения геологического строения и перспектив нефтегазоносности рифейских отложений / Н.Г. Заможняя и др.. М., 2001. Фонды Мурмангеолкома.
14. Чикирëв И.В. Верхнедокембрийские фосфоритосодержащие отложения Кольского полуострова: автореф. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1995, 18 с.
15. Геология и потенциальная нефтегазоносность п-ова Рыбачий (Кольский полуостров). Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений / Н.О. Сорохтин и др. 2011. № 5. С. 14–19.
16. Вассерман Б.Я. Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазональной провинции на начало XXI в. // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 10–16.
17. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2 500 000. М.: Изд-во ин-та Литосферы, 1996. 94 с.
18. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы): автореф. дис. ... д. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005, 42 с.
19. Геодинамика нефтегазональных структур западной части Арктического шельфа Евразии / Н.О. Сорохтин и др. // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15, №2. (на английском языке для Геологического конгресса). С. 410–418.
20. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика земли. 2013. № 6. С. 1–19.
21. Geodynamic evolution of oil and gas basins in the European Part of the Eurasian Arctic Shelf / N.O. Sorokhtin, G.V. Chilingar, N. E. Kozlov & S. Shin // Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects. Vol. 34, Issue 22, December 2012. P. 2092-2103.
22. Добрынина М.И. Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 71–78.
23. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов

внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992, 108 с. **24.** Пименов Б.А., Малышев Н.А. Оценка ресурсов и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в Мезенском седиментационном бассейне // Геология горючих ископаемых европейского севера России: тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1995. Вып. 85. С. 26–40. **25.** Кузьмин Д.А. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Мезенского бассейна: дис. ... к.г.-м.н. М., 2006. **26.** Карбонатиты Хибин / О.Б. Дудкин и др. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1984. 96 с. **27.** Геология архея Балтийского щита / Н.Е. Козлов и др. СПб.: Наука, 2006. 345 с. **28.** Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. 260 с. **29.** Шпилов Э.В. О периодичности проявления основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 97–104. **30.** Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа России и прогнозные критерии поиска УВ-сырья в прибрежной зоне Кольского региона / Н.О. Сорохтин, Н.Е. Козлов, Н.В. Куликов, В.Н. Глазнев, И.В. Чикирев // Вестник КНЦ РАН. 2010. №1. С. 66–82. **31.** Потенциальная нефтегазоносность западной части Арктического шельфа России и прогнозные критерии поиска УВ-сырья в прибрежной зоне Кольского полуострова / Н.О. Сорохтин, Н.Е. Козлов, В.Н. Глазнев, И.В. Чикирев // Вестник МГТУ. 2010. Т. 13, № 4/1. С. 736–750. **32.** Перспективы россыпной алмазоносности Кольского региона / Б.В. Гавриленко, Ф.П. Митрофанов, Д.Р. Зозуля, И.В. Чикирев, Н.О. Сорохтин, В.Ю. Калачев, В.И. Басалаева // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3, № 2, С. 86–96. **33.** Сорохтин Н.О., Гавриленко Б.В., Поляков Н.В. Геолого-генетическая модель коренной и россыпной алмазоносности применительно к Северо-Западу России // Труды международной конференции "Новые идеи в науках о Земле". М., 1997. Т. 2. С. 87–89. **34.** Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 146 с. **35.** Поляков И.В. Перспективы алмазоносности Северной Карелии. Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера Европейской части. Петрозаводск: Кар. научный центр РАН, 1997. С. 81–87. **36.** Поляков И.В., Калинин М.М. Алмазы и минералы-спутники в кимберлитах и рыхлых отложениях Терского берега Кольского полуострова. // ЗВМО. 1993. № 1. С. 96–101. **37.** Тимонов В.В. Схема общей циркуляции вод бассейна Белого моря и происхождения его глубинных вод // Труды Гос. океаногр. ин-та. 1947. Вып. 1/13. С. 118–131. **38.** Калинин М.М., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Терского берега Кольского полуострова // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск, Кар. научный центр РАН, 1997. С. 117–123.

Сведения об авторах

Сорохтин Николай Олегович – д.г.-м.н., главный научный сотрудник Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН); ведущий научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН; профессор Апатитского филиала МГТУ; e-mail: nsorokhtin@mail.ru

Лобковский Леопольд Исаевич – д.ф.-м.н., чл.-корр. РАН; зам. директора Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН); e-mail: llobkovsky@ocean.ru

Козлов Николай Евгеньевич – д.г.-м.н., профессор, зав. лаб. Геологического института КНЦ РАН; директор Апатитского филиала МГТУ; e-mail: kozlovne@afmgtu.apatity.ru

Чикирев Игорь Владимирович – к.г.-м.н., доцент Апатитского филиала МГТУ, научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН; e-mail: chikiryeviv@afmgtu.apatity.ru

Никифоров Сергей Львович – д.г.н., зав. лаб. Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН); e-mail: nikiforov@ocean.ru