

**МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ СВЕРХГЛУБОКИХ ПРОГИБОВ:
СЕВЕРО-БАРЕНЦЕВСКАЯ ВПАДИНА. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**
Е.В. Артюшков¹, И.В. Беляев², Г.С. Казанин³, С.П. Павлов³, П.А. Чехович^{1,4}, С.И. Шкарубо³

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, Россия*

² *Севморгео, 198095, Санкт-Петербург, ул. Розенштейна, 36, Россия*

³ *Морская арктическая геолого-разведочная экспедиция, 183012, Мурманск, ул. С. Перовской, 26, Россия*

⁴ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия*

В Северо-Баренцевской впадине с мощностью осадков 16—18 км консолидированная кора утонена примерно в два раза. Сбросы в фундаменте впадины обеспечивают растяжение лишь на 10—15 %, которое привело к отложению 2—3 км осадков на ранней стадии развития бассейна. С позднего девона во впадине накопилось еще до 16 км осадков. Судя по ненарушенному залеганию всех рефлекторов вплоть до глубины 8 с, погружение коры с этого времени происходило без существенного растяжения. В таких условиях крупное погружение потребовало значительного уплотнения пород в литосферном слое. Оно было в основном обусловлено глубоким метаморфизмом в породах основного состава в нижней коре. Развитию метаморфизма способствовал рост давления и температуры в нижней коре по мере накопления мощного слоя осадков. Судя по гравиметрическим данным, ниже раздела Мохо во впадине располагаются крупные массы высокоскоростных эклогитов, более плотных, чем мантийные перидотиты. Такая же ситуация характерна и для нескольких других сверхглубоких впадин — Прикаспийской, Южно-Каспийской, Северо-Чукотской и впадины Мексиканского залива. С позднего девона и до поздней юры в Северо-Баренцевской впадине произошло несколько быстрых погружений коры, что является характерным признаком крупных нефтегазоносных бассейнов. Погружения были обусловлены метаморфизмом в низах коры, когда в течение нескольких эпизодов происходила инфильтрация в кору флюидов глубинного происхождения. Метаморфическое уплотнение в низах коры привело к образованию глубоководных впадин, где отлагались осадки с высоким содержанием неокисленного органического вещества. Наряду с многочисленными структурными и неструктурными ловушками, выявленными в чехле Северо-Баренцевской впадины, данное обстоятельство с большой вероятностью указывает на то, что она представляет собой крупный нефтегазоносный бассейн.

Сверхглубокие бассейны, Северо-Баренцевская впадина, растяжение литосферы, эклогитизация, быстрые погружения коры, размягчение литосферы, нефтегазоносность.

**FORMATION MECHANISMS OF ULTRADEEP SEDIMENTARY BASINS:
THE NORTH BARENTS BASIN. PETROLEUM POTENTIAL IMPLICATIONS**

E.V. Artyushkov, I.V. Belyaev, G.S. Kazanin, S.P. Pavlov, P.A. Chekhovich, and S.I. Shkarubo

Consolidated crust in the North Barents basin with sediments 16–18 km thick is attenuated approximately by two times. The normal faults in the basin basement ensure only 10–15% stretching, which caused the deposition of 2–3 km sediments during the early evolution of the basin. The overlying 16 km of sediments have accumulated since the Late Devonian. Judging by the undisturbed reflectors to a depth of 8 s, crustal subsidence was not accompanied by any significant stretching throughout that time. Dramatic subsidence under such conditions required considerable contraction of lithospheric rocks. The contraction was mainly due to high-grade metamorphism in mafic rocks in the lower crust. The metamorphism was favored by increasing pressure and temperature in the lower crust with the accumulation of a thick layer of sediments. According to gravity data, the Moho in the basin is underlain by large masses of high-velocity eclogites, which are denser than mantle peridotites. The same is typical of some other ultra-deep basins: North Caspian, South Caspian, North Chukchi, and Gulf of Mexico basins. From Late Devonian to Late Jurassic, several episodes of rapid crustal subsidence took place in the North Barents basin, which is typical of large petroleum basins. The subsidence was due to metamorphism in the lower crust, when it was infiltrated by mantle-source fluids in several episodes. The metamorphic contrac-

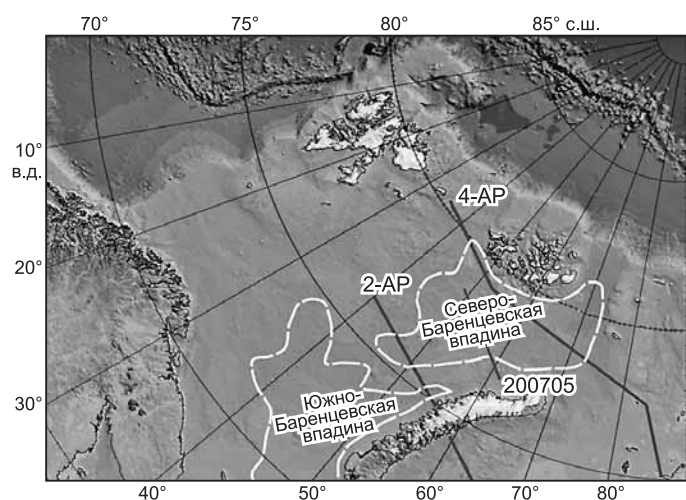
tion in the lower crust gave rise to deep-water basins with sediments with a high content of unoxidized organic matter. Along with numerous structural and nonstructural traps in the cover of the North Barents basin, this is strong evidence that the North Barents basin is a large hydrocarbon basin.

Ultradeep basins, lithospheric stretching, eclogitization, rapid crustal subsidence, lithospheric weakening, hydrocarbon potential, North Barents basin

ВВЕДЕНИЕ

Внутри континентов и на их окраинах расположен ряд сверхглубоких прогибов, где мощность осадков достигает ~ 20 км. Примерами могут служить Прикаспийская, Южно-Каспийская и Северо-Чукотская впадины [Kostyuchenko et al., 1999; Глумов и др., 2004; Государственная..., 2005]. К структурам того же типа относится Восточно-Баренцевская мегавпадина, состоящая из двух частично изолированных впадин — Южно- и Северо-Баренцевской (рис. 1). Большинство исследователей связывают их образование с растяжением докембрийской континентальной коры, возможно, с расколом и спредингом в наиболее глубоких частях прогиба [Богданов, Хаин, 1996; Грамберг, 1997; Шипилов, Тарасов, 1998; Верба, 2007; Drachev et al., 2010; Ivanova et al., 2011; и др.]. В работе [Артюшков, 2005] на основании имевшихся в то время данных сейсмического профилирования, не достигавшего фундамента, до глубины 6 с, было показано, что в верхней части осадочного чехла Восточно-Баренцевской мегавпадины до глубины ~ 15 км деформации, характерные для сильного растяжения, отсутствуют. В таких условиях в качестве главной причины погружения был предложен известный механизм уплотнения пород в нижней части коры вследствие метаморфического перехода габброидов в эклогит [Kennedy, 1959; O'Connell, Wasserburg, 1972; Haxby et al., 1976; Mareschal, Lee, 1983; Hamdani et al., 1994; Baird et al., 1995; и др.]. В пользу этой гипотезы свидетельствовали также гравиметрические данные, указывающие на существование в литосфере под мегавпадиной мощного слоя пород, более плотных, чем мантийные перидотиты [Кабан, 2001; Kaban et al., 2004].

При анализе строения осадочного чехла в Восточно-Баренцевской мегавпадине [Артюшков, 2005] использовались весьма схематичные профили [Богданов, Хаин, 1996]. Глубина мегавпадины и интенсивность растяжения ее фундамента в то время оставались неизвестными. Это не позволяло оценить возможный вклад растяжения в погружение коры на начальных этапах формирования бассейна. В дальнейшем мегавпадина была пересечена профилями 2-АР и 4-АР (см. рис. 1), построенными по комплексу данных глубинного сейсмического зондирования, сейсмического профилирования через осадочный чехол, а также гравиметрической и магнитометрической съемки [Ivanova et al., 2006; Roslov et al., 2009; Ivanova et al., 2011]. При этом ряд авторов обратил внимание на то, что литосфера, согласно гравиметрическим данным, находящаяся в мегавпадине в состоянии изостатического равновесия, погружена гораздо глубже, чем этого можно было бы ожидать, судя по утонению консолидированной коры над разделом Мохо [Ebbing et al., 2007; Ritzmann et al., 2007; Ritzmann, Faleide, 2009; Roslov et al., 2009; Semprich et al., 2010; Gac et al., 2012]. Отсюда был сделан вывод, что под разделом Мохо в литосфере присутствуют крупные массы эклогитов, образовавшихся из габброидов (базальтоидов) в нижней части коры [Semprich et al., 2010; Gac et al., 2012; Artemieva, Thybo, 2013] либо из пород основного состава, поступивших в результате андерплейтинга к коре, утоненной растяжением [Roslov et al., 2009]. Одна из упрощенных моделей показана на рис. 2.



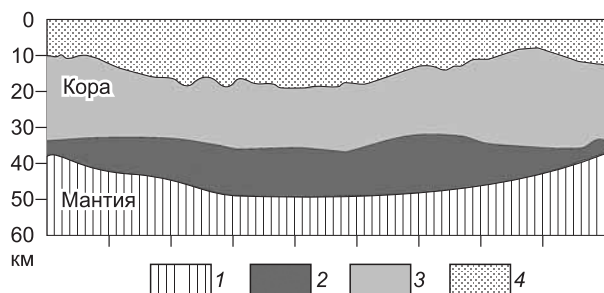
Такая же ситуация была ранее установлена и для нескольких других сверхглубоких бассейнов: для Южно-Каспийской и Прикаспийской впадин [Артюшков, 2007, 2010б], для Северо-Чукотского прогиба [Артюшков, 2010а], а также для Мексиканского залива [Mooney, Kaban, 2010]. Чтобы удерживать в них консолидированную кору аномально

Рис. 1. Сверхглубокие впадины в восточной части Баренцева моря.

Показано расположение комплексных геолого-геофизических профилей 2-АР и 4-АР, а также сейсмического профиля через верхнюю часть осадочного чехла.

Рис. 2. Одна из возможных моделей залегания линзы тяжелых глубоко метаморфизованных пород основного состава под разделом Мохо в Восточно-Баренцевской мегавпадине на профиле 2-АР (с изменениями по [Gac et al., 2012]).

1 — мантийные перидотиты; 2 — глубоко метаморфизованные тяжелые породы основного состава; 3 — верхняя кора, включающая 85 % кислых пород и 15 % пород основного состава; 4 — осадки.



погруженной, под разделом Мохо должны залегать крупные массы плотных и тяжелых эклогитов. Их образование требует высоких литостатических давлений, во многих случаях недостижимых в континентальной коре мощностью ~ 40 км [Eclogite..., 1990; Spear, 1993; Добрецов, Полянский, 2010; и др.]. Поэтому было высказано предположение, что в сверхглубоких прогибах уплотнение пород преимущественно основного состава в нижней коре за счет метаморфизма развивается постепенно, по мере погружения с накоплением мощной толщи осадков [Артюшков, 2010б]. Для Восточно-Баренцевской впадины также допускалось, что повышение давления в низах коры происходило вследствие накопления осадков при изгибе литосферы под влиянием больших сил, действовавших вдоль этого слоя [Semprich et al., 2010; Gac et al., 2012].

В последнее время северная часть мегавпадины (Северо-Баренцевская впадина) была покрыта густой сетью сейсмических профилей на отраженных волнах общей протяженностью около 19.000 км [Хлебников и др., 2009; Григорьева и др., 2009]. Профилирование проводилось косами длиной 6—8 км. В результате было достигнуто высокое разрешение строения осадочного чехла до глубины ~ 16 км, а также фундамента в краевой части впадины. Используя эти результаты вместе с профилями 2-АР и 4-АР, мы оцениваем вклад растяжения в погружение коры во впадине и реконструируем историю его развития. Это позволяет оценить роль различных механизмов в формировании впадины и ее перспективы на нефтегазоносность. Для определения общих закономерностей формирования сверхглубоких бассейнов мы проводим сравнение Северо-Баренцевской впадины с несколькими другими впадинами. Это позволяет установить признак, по которому из общей массы глубоких осадочных бассейнов можно выделять структуры, в образовании которых ведущую роль играла эклогитизация базальтового слоя.

РАСТЯЖЕНИЕ КОРЫ В СЕВЕРО-БАРЕНЦЕВСКОЙ ВПАДИНЕ

Образование глубоких осадочных бассейнов вследствие вязкого растяжения нижней части коры с расколом ее верхней, хрупкой части на блоки было впервые предложено одним из авторов настоящей статьи в 1966 г. для Байкальской впадины. После первых публикаций [Артемов, Артюшков, 1968; Artemjev, Artyushkov, 1971] этот механизм стал во всем мире рассматриваться как главная причина крупных погружений земной коры на континентах. В дальнейшем разными авторами был предложен ряд конкретных моделей растяжения литосферы, из которых наиболее популярной является «чистый сдвиг» [McKenzie, 1978].

На первом этапе исследований, в отсутствие сейсмических данных о строении нижней части осадочного чехла и фундамента многих глубоких внутриплитных бассейнов, растяжение коры как причина их образования просто постулировалось. С увеличением глубины зондирования в ряде бассейнов были выявлены системы наклонных блоков, ограниченных крупными сбросами. Всеми исследователями такие структуры рассматриваются как прямое указание на значительное растяжение коры. В качестве примера на рис. 3 приведен классический профиль через Центральный грабен в детально изученном осадочном бассейне Северного моря. Здесь хорошо видны наклонные блоки, ограниченные крупными сбросами, на которых смещения фундамента и осадочных слоев достигают нескольких километров.

Общая величина растяжения в осадочном бассейне равна сумме растяжений на всех сбросах. На каждом сбросе растяжение определяется примерно как расстояние по горизонтали, на которое оказались разорванными фундамент или синхронные слои осадков [Artyushkov, 1987; Артюшков, 1993, 2005]. В Центральном грабене растяжение на этой основе было оценено как $\Delta L \sim 25$ км [Ziegler, 1992]. Консолидированная кора под грабеном сильно утонена по сравнению с прилегающими областями [Barton, Wood, 1984]. Чтобы обеспечить ее наблюдаемое утонение, потребовалось бы растянуть кору в несколько раз сильнее — на 100—105 км. Большие расхождения в интенсивности растяжения и утонения консолидированной коры были отмечены и для расположенного севернее грабена Викинг [Ziegler, Van Noorn, 1989], а также для многих других рифтовых впадин [Pinet et al., 1987; Артюшков, 1993]. Это указывает на то, что во время растяжения раздел Мохо смещался вверх за счет физико-химических про-

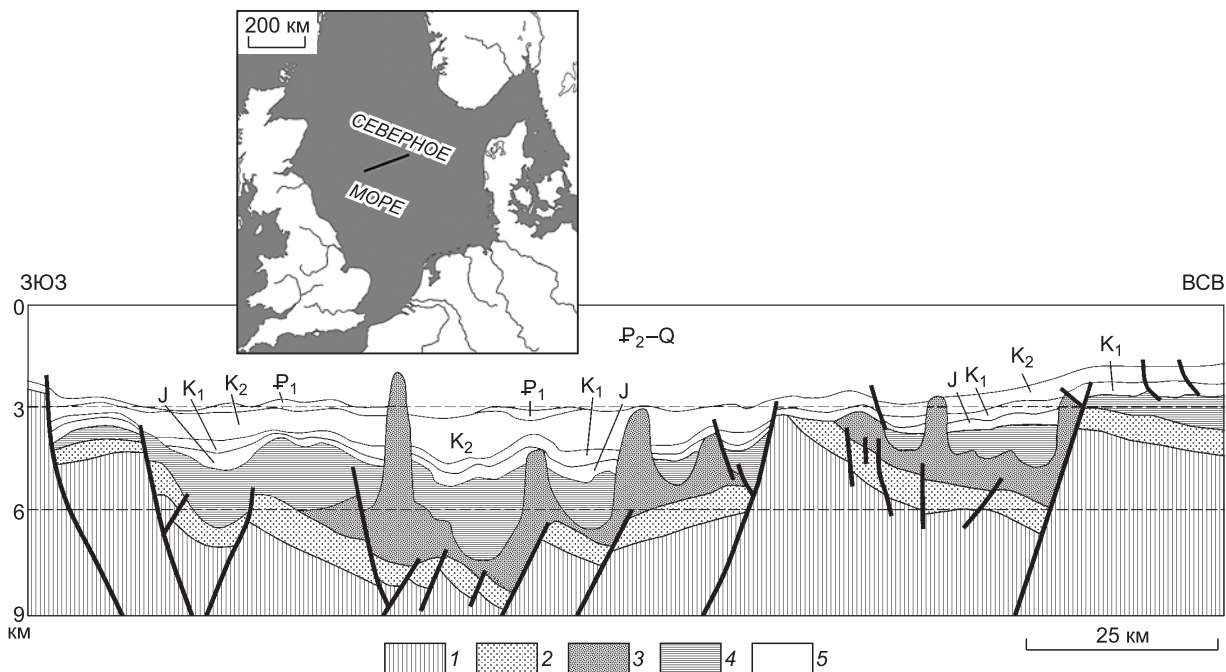


Рис. 3. Строение Центрального грабена-рифта в Северном море, где проявилось сильное растяжение земной коры (с изменениями по [Ziegler, 1992]).

На врезке — расположение профиля.

1 — каледонское складчатое основание; 2, 3 — дорифтовые толщи: преимущественно терригенные отложения среднего и верхнего палеозоя (2) и позднермские терригенно-карбонатные, сульфатные и соленосные отложения (цехштейн, 3); 4, 5 — синрифтовые и пострифтовые толщи: триасовые карбонатно-терригенные и гипсоносные отложения (4); юрские (J), меловые (K₁ и K₂), кайнозойские (P₁ и P₂-Q) отложения (5).

цессов [Ziegler, 1992; Артюшков, 1993]. Образование наклонных блоков характерно для большинства областей значительного растяжения литосферы, например, для западной части Баренцева моря [Faleide et al., 2008] и склона Бискайского залива [LePichon, Sibuet, 1981].

В дальнейшем выяснилось, что во многих крупных внутриплитных бассейнах растяжение коры на сбросах значительно меньше или даже много меньше растяжения, необходимого для обеспечения ее наблюдаемого утонения и погружения [Артюшков, 1993, 2005, 2010а; Артюшков, Егоркин, 2005; и др.]. Большинство исследователей продолжает, однако, рассматривать растяжение как главную причину крупных погружений коры внутри литосферных плит. Основными признаками считаются утонение консолидированной коры и существование сбросов в осадочном чехле и фундаменте. Наличие сбросов, безусловно, указывает на растяжение коры, но из этого еще не следует, что растяжение было главной причиной погружения. В каждом конкретном случае необходимо проверить, было ли суммарное растяжение на сбросах достаточным для объяснения наблюдаемого утонения коры и ее погружения.

Рассмотрим профиль 4-АР (рис. 4) через северную часть Северо-Баренцевской впадины. Сравнивая его с профилем рис. 3, нетрудно видеть, что строение поверхности фундамента в Северо-Баренцевской впадине и в Центральном грабене резко различается. В этом грабене, как и в других рифтогенных структурах, фундамент разбит крупными сбросами на сильно наклоненные блоки, многие из которых запрокинуты в сторону от оси впадин. Это так называемое антитетическое растяжение. Только при таком растяжении сумма больших разрывов осадочных слоев и фундамента, повторяющихся на ряде сбросов, запрокинутых в сторону от оси прогиба, может достигать больших значений, обеспечивая тем самым общее интенсивное растяжение коры [Артюшков, 1987; Артюшков, 1993, 2005].

Профиль 4-АР относится к другому типу. Основная часть сбросов на склонах впадины наклонена к ее оси, это так называемое синтетическое растяжение. В таком случае на каждом i -м сбросе растяжение составляет $\delta l_i = \Delta h_i \cdot \text{ctg} \phi_i$, где Δh_i — смещение фундамента на сбросе по вертикали, а ϕ_i — угол падения сброса. Полное растяжение на склоне прогиба равно сумме значений δl_i : $\Delta L = \sum \delta l_i = \sum \Delta h_i \cdot \text{ctg} \phi_i$. Данное выражение можно переписать как $\Delta L = (\sum \Delta h_i) \cdot \text{ctg} \phi$, где $(\sum \Delta h_i)$ — сумма смещений по вертикали на всех сбросах, а ϕ — среднее значение угла их падения. Максимальное растяжение в прогибах, где имело место синтетическое растяжение, достигается, когда поверхность ограниченных сбросами блоков оста-

ется горизонтальной. При этом величина $(\Sigma\Delta h_i)$ равна глубине прогиба: $(\Sigma\Delta h_i) = h_{oc}$, а общее растяжение на двух склонах прогиба равно:

$$\Delta L = 2h_{oc}\text{ctg}\phi. \quad (1)$$

Относительное растяжение в прогибе современной ширины L равно:

$$\varepsilon = \Delta L / (L - \Delta L). \quad (2)$$

Как следует из соотношений (1), (2), сильное растяжение синтетического типа, $\varepsilon \sim 1$, возможно только в прогибах, ширина которых L превышает их глубину h_{oc} не более чем в несколько раз. Северо-Баренцевская впадина шириной ≥ 400 км этому условию не соответствует. Поэтому проявившееся в ней синтетическое растяжение не могло привести к сильному растяжению коры. Более того, на профиле рис. 4 между большинством сбросов фундамент не горизонтален, а наклонен к оси прогиба. В результате на обоих склонах суммарное растяжение на сбросах оказывается меньше глубины прогиба h_{oc} , а суммарное растяжение в прогибе — в несколько раз меньше величины (1).

Современная мощность осадков в глубокой части прогиба на профиле 4-AP (см. рис. 4) составляет 16 км, а консолидированная кора над разделом Мохо утонена до 14 км. 2—3 км осадков были срезаны в кайнозое. До этого глубина прогиба составляла $h_{oc} = 18$ —19 км. Подставляя данное значение в (1) при $\text{ctg}\phi \sim 1$ ($\phi \sim 45^\circ$), получаем $\Delta L = 36$ —38 км. Непосредственный подсчет суммы вертикальных смещений фундамента на сбросах на профиле рис. 4 приводит к меньшему значению $(\Sigma\Delta h_i) \sim 20$ км. Оно дает $\Delta L \sim 20$ км при среднем угле падения сбросов $\phi \sim 45^\circ$ и $\Delta L \sim 35$ км при $\phi \sim 30^\circ$, соответствующем пологим сбросам. На данном профиле глубокая часть прогиба расположена между отметками 200 и 1150 км, так что ширина прогиба равна $L \sim 950$ км. При этом, согласно (2), относительное растяжение очень невелико: $\varepsilon \sim 2$ —4 %.

В условиях изостатического равновесия мощность осадков с плотностью ρ_{oc} , заполнивших впадину, образовавшуюся в результате растяжения в $\beta = 1 + \varepsilon$ раз коры со средней плотностью ρ_k^0 и начальной толщиной h_k^0 , равна:

$$h_{oc} = [(\rho_m - \rho_k^0) / (\rho_m - \rho_{oc})] h_k^0 (1 - 1/\beta), \quad (3)$$

где $\rho_m = 3.32$ г/см³ — плотность мантии. Одним из стандартных методов, используемых в геодинамических построениях, является определение плотностного разреза земной коры и верхних частей мантии по скоростям продольных волн [Gardner et al., 1974; Christensen Mooney, 1995; и др.]. На рис. 5 для профиля 4-AP представлен плотностной разрез, рассчитанный с помощью программы GMSYS фирмы Geosoft, чаще всего используемой в таких построениях. На профиле рис. 5 в глубокой части впадины средняя плотность осадков $\rho_{oc} = 2.56$ г/см³, а средняя плотность консолидированной коры $\rho_{oc} = 2.93$ г/см³. Полагая начальную мощность консолидированной коры $h_k^0 = 38$ км, при $\beta = 1.04$ находим:

$$h_{oc} = 0.7 \text{ км}. \quad (4)$$

Это примерно 7 % от средней глубины впадины ~ 10 км на интервале 200—950 км.

Аналогичный подсчет для профиля 2-AP в южной части Северо-Баренцевской впадины (см. рис. 12.6 в [Ivanova et al., 2011]) приводит к несколько более интенсивному растяжению, при $\phi \sim 30^\circ$ составляющему $\varepsilon \sim 7$ %. В таком случае из (4) следует

$$h_{oc} = 1.2 \text{ км}, \quad (5)$$

что составляет 9—10 % от средней мощности осадков на указанном профиле.

Таким образом, растяжением фундамента во впадине можно объяснить лишь небольшую часть наблюдаемого крупного погружения коры. Тем не менее, как следует из рис. 4, консолидированная кора над разделом Мохо утонена в ней примерно в 2.5 раза. Для объяснения сильного утонения коры при слабом растяжении ее верхней части иногда предполагается сильно неоднородное по глубине растяжение, при котором в нижней коре β -фактор оказывается много больше единицы [Kusznir et al., 2004; и др.]. Предлагавшиеся модели к Северо-Баренцевской впадине неприменимы. Так, растекание нижней коры, сглаживающее неоднородности мощности корового слоя [McKenzie et al., 2000] не могло обеспечить отток вещества нижней коры из-под впадины в прилегающие области, поскольку давление в нижней коре там выше. Во впадине не наблюдается и эксгумации мантии и средней коры, которая может возникать при очень сильном растяжении коры [Lavie, Manatschal, 2006]. В любом случае при объяснении наблюдаемого в Северо-Баренцевской впадине утонения коры сильным растяжением ее нижней части возникает вопрос: куда вещество нижней коры толщиной ~ 20 км переместилось из-под глубокой

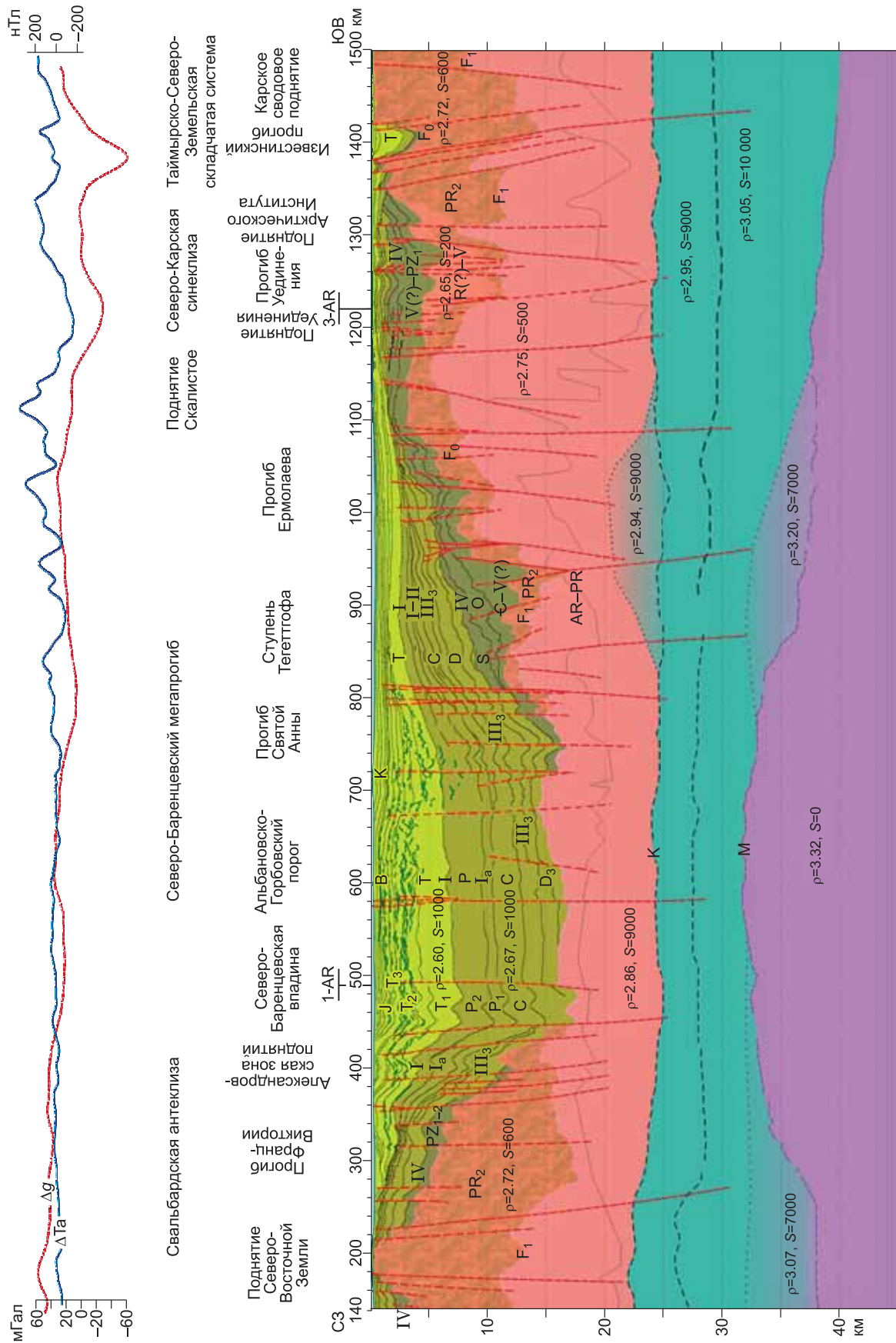


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез земной коры вдоль регионального профиля 4-АР, северная часть Баренцева моря — Карское море (с изменениями по [Ivanova et al., 2011]).

Расположение профиля см. на рис. 1.

Отражающие поверхности: М — раздел Мохо; К — граница внутри средней коры; F₁ — кровля архейско-протерозойского кристаллического фундамента; F₀ — кровля верхнепротерозойского складчатого фундамента; IV — кровля силура; III — кровля верхнего девона; I_а — кровля карбонатного комплекса карбона—нижней перми; I — кровля перми; В — кровля верхней юры. Петрофизические характеристики: S — магнитная восприимчивость, ед.⁶ СИС; β — плотность, г/см³; кривые в верхней части рисунка: Δg — аномалии силы тяжести в свободном воздухе; ΔTа — аномалии магнитного поля.

части впадины шириной ~ 400 км? При его выносе в области, прилегающие к впадине с запада и востока, мощность коры под ними увеличилась бы на ~ 10 км. В действительности мощность коры в этих областях (~ 40 км) близка к средней мощности коры на континентальных платформах.

Сильное растяжение мантийной литосферы также не может привести к дополнительному погружению расположенной над нею коры. Утонение мантийной литосферы сопровождается подъемом кровли менее плотной астеносферы [Huismans et al., 2001], что приводит к поднятию вышележащей коры и уменьшению глубины впадины. После охлаждения астеносферного выступа и восстановления начальной мощности мантийной литосферы кора изостатически погружается до уровня, определяемого ее утонением. Таким образом, предположение о формировании впадины вследствие сильно неоднородного по глубине растяжения литосферы, оказывается чисто гипотетическим и фактическими данными не подтверждается.

Данные сейсмической томографии по поверхностным волнам [Levshin et al., 2007] показывают, что под Баренцевым и Карским морями скорости S-волн в мантии значительно повышены. Под Восточно-Баренцевской впадиной высокие V_S наблюдаются до глубины, по крайней мере, 150 км. Это интерпретируется как существование под ней мантийного корня докембрийской литосферы, не подвергавшейся сильному растяжению в фанерозойское время [Ritzmann, Faleide, 2009].

АНОМАЛЬНО ПЛОТНЫЕ МАССЫ ПОД СВЕРХГЛУБОКИМИ ПРОГИБАМИ

Северо-Баренцевская впадина. В отсутствие значительного растяжения коры во впадине можно предположить, что сильное утонение в ней консолидированной коры над разделом Мохо было обусловлено переходом габброидов в эклогиты со скоростями продольных волн, близкими к скоростям в мантийных перидотитах [Артюшков, 2005]. Как отмечалось, ряд авторов уже указывал на сильное переуглубление Восточно-Баренцевской впадины, свидетельствующее о существовании в ее литосфере крупных масс тяжелых эклогитов [Кабан, 2001; Kaban et al., 2004; Ebbing et al., 2007; Ritzmann et al., 2007; Ritzmann, Faleide, 2009; Roslov et al., 2009; Semprich et al., 2010; Gac et al., 2012].

На рис. 5 показан плотностный разрез, рассчитанный по распределению скоростей продольных волн на профиле 4-АР. Плотность (ρ) пород коры над разделом Мохо по их скоростям V_p обычно определяется достаточно точно. Под разделом Мохо на профиле 4-АР скорость V_p составляет 7.9—8.0 км/с. Такая скорость может быть характерна как для мантийных перидотитов с плотностью ρ ~ 3.32 г/см³, так и для значительно более плотных пород основного состава в фации эклогитов с плотностью ~ 3.4—3.5 г/см³ [Соболев, Бабейко, 1994; Christensen, Mooney, 1995]. Чтобы определить, какие породы залегают во впадине под разделом Мохо, можно воспользоваться гравиметрическими данными.

На рис. 5 сверху тонкой черной линией показаны изостатические аномалии силы тяжести Δg_{из}, рассчитанные для распределения плотности, показанного на разрезе в предположении, что под разделом М залегают перидотиты с плотностью ρ_м = 3.32 г/см³. Аномалии Δg_{из} имеют отрицательный знак и над глубокой частью впадины достигают больших абсолютных значений ~ 80 мГал. В действительности над впадиной наблюдаются положительные аномалии силы тяжести в свободном воздухе интенсивности Δg_{св} ~ 10—30 мГал — толстая черная линия. Разность наблюдаемых и расчетных аномалий, показанная на рис. 5 красной линией, достигает значений

$$\Delta g_{\text{ан}} = \Delta g_{\text{св}} - \Delta g_{\text{из}} \sim 90\text{—}110 \text{ мГал.} \quad (6)$$

Это весьма значительные аномалии, которые на платформах в крупных областях не наблюдаются. Чтобы создать такие аномалии и обеспечить близость литосферы Северо-Баренцевской впадины к изостатически равновесному положению, ниже раздела Мохо в ней должны залежать большие массы пород, значительно более плотных, чем перидотиты. В литосферном слое такими породами могут быть только эклогиты [Eclogite, 1990; Spear, 1993; Christensen, Mooney, 1995].

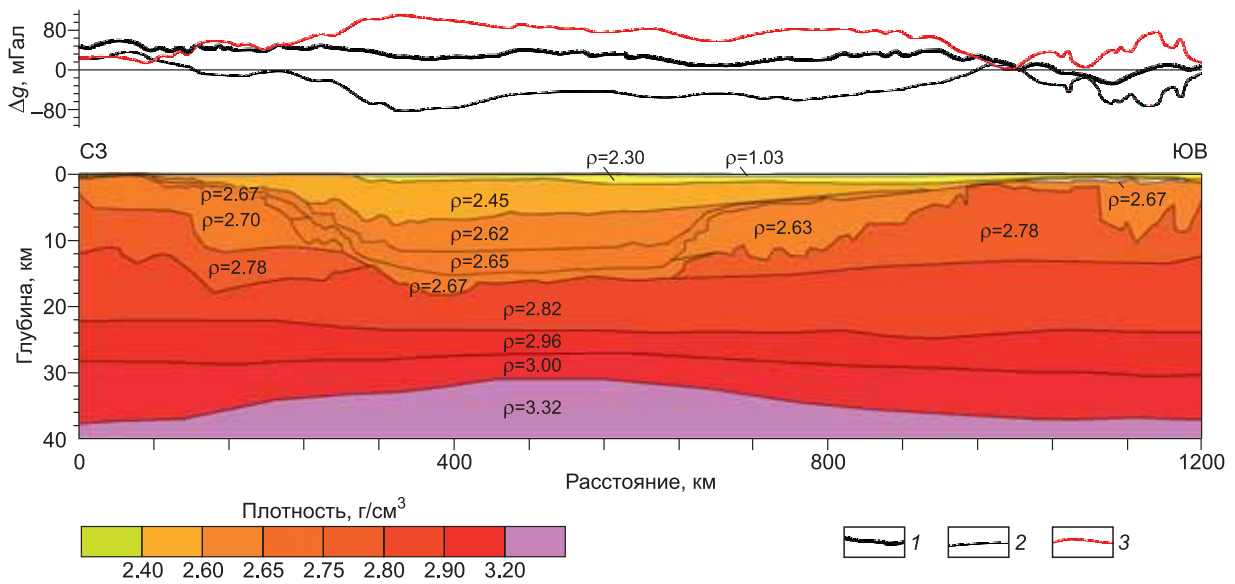
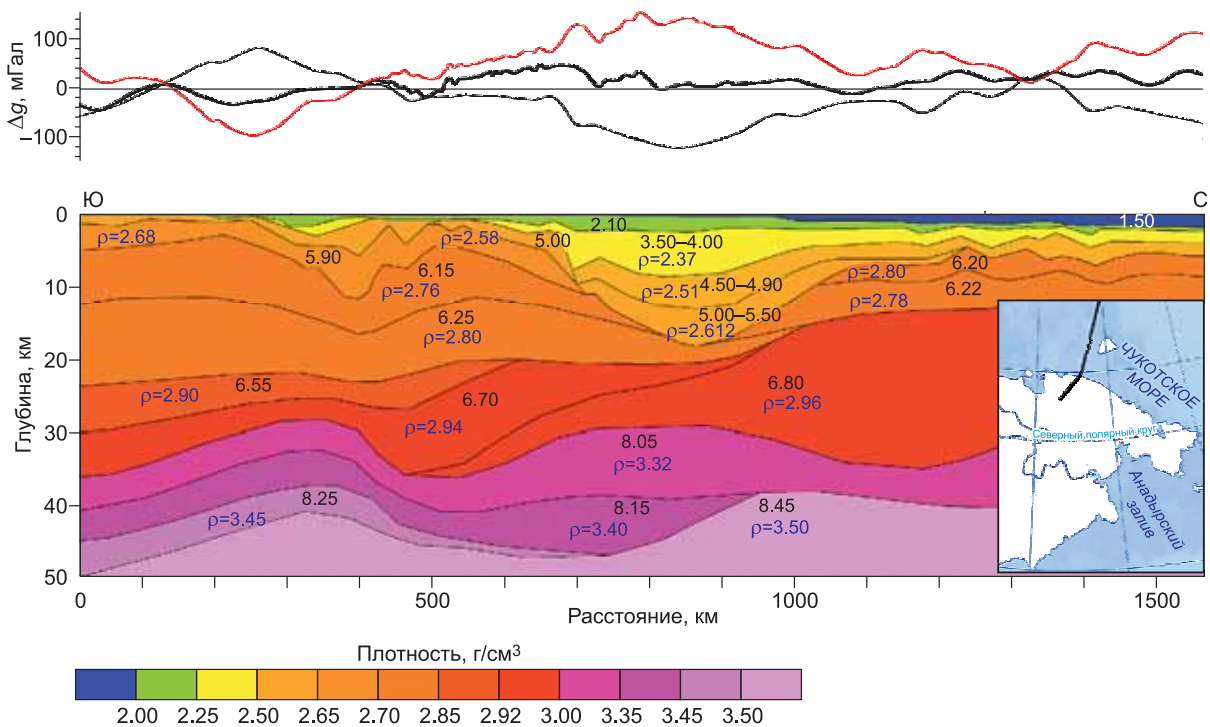


Рис. 5. Распределение плотности (ρ) пород над разделом Мохо на профиле 4-AP через Северо-Баренцевскую впадину.

Расположение профиля см. на рис. 1. Над разделом Мохо плотность (г/см^3) рассчитана по данным о скоростях продольных волн с помощью программы GMSYS фирмы Geosoft. На рисунке условно принято, что под разделом Мохо залегают перидотиты с плотностью, равной 3.32 г/см^3 . При таком распределении плотности в пределах области, показанной на рисунке, над Северо-Баренцевской впадиной должны существовать отрицательные изостатические аномалии силы тяжести с амплитудой $\sim 80 \text{ мГал}$ (показаны тонкой черной линией в верхней части рисунка). В действительности над впадиной наблюдаются слабые положительные аномалии в свободном воздухе, показанные жирной черной линией. Их величина составляет $10\text{—}30 \text{ мГал}$. Чтобы обеспечить такое распределение аномалий, под разделом Мохо должны существовать крупные массы эклогитов, более плотных, чем мантйные перидотиты. Создаваемая ими положительная аномалия силы тяжести показана сверху красной линией.



Чтобы оценить мощность слоя этих пород h_3 , надо учесть, что 1 км воды с плотностью 1 г/см³ создает изостатические аномалии $\delta g^0 \approx 42$ мГал. При плотности эклогитов ρ_3 , чтобы создать аномалии (6) в широкой области, мощность слоя этих пород должна быть

$$h_3 = [\Delta g_{\text{ан}}/42(\rho_3 - \rho_{\text{м}})]\text{км.} \quad (7)$$

Полагая плотность эклогитов $\rho_3 = 3.45$ г/см³, $\rho_{\text{м}} = 3.32$ г/см³, для аномалий $\Delta g_{\text{ан}}$, определяемых (6), находим:

$$h_3 = 16—20 \text{ км.} \quad (8)$$

Мощность габбро с начальной плотностью $\rho_{\text{гб}}$ в нижней коре, из которого образовался эклогит, равна

$$h_{\text{гб}} = (\rho_3/\rho_{\text{гб}})h_3, \quad (9)$$

при $h_3 = 16—20$ км и $\rho_{\text{гб}} = 2.94$ г/см³, $h_{\text{гб}} = 19—23$ км. Эта величина примерно соответствует средней толщине базальтового слоя под континентальными платформами [Mooney, Kaban, 2010]. При современной толщине консолидированной коры $h_{\text{кк}} = 14$ км над разделом Мохо на профиле 4-АР (см. рис. 5) ее начальная толщина в рассматриваемой области составляла $\sim 33—37$ км, что близко к толщине коры в стабильных континентальных областях с малыми мощностями осадков.

К такому же результату приводит оценка мощности слоя эклогита, который должен был образоваться из габбро или базальта, чтобы обеспечить погружение коры в Северо-Баренцевской впадине с позднего девона. С этого времени в отсутствие заметного растяжения в ней накопилось 15—16 км осадков (см. ниже), из которых около 2 км были в дальнейшем срезаны. При соблюдении изостатического равновесия для обеспечения формирования слоя осадков с плотностью $\rho_{\text{ос}}$ и мощностью $h_{\text{ос}}$, из габбро в нижней коре с плотностью $\rho_{\text{гб}}$ должен был образоваться слой эклогита толщиной

$$h_3 = (\rho_{\text{гб}}/\rho_{\text{м}})[(\rho_{\text{м}} - \rho_{\text{ос}})/(\rho_3 - \rho_{\text{гб}})]h_{\text{ос}}. \quad (10)$$

Полагая $\rho_{\text{гб}} = 2.94$ г/см³, $\rho_{\text{ос}} = 2.56$ г/см³, $\rho_3 = 3.45$ г/см³, $h_{\text{ос}} = 15—16$ км, находим

$$h_3 = 20—21 \text{ км.} \quad (11)$$

Близость оценок (8) и (11), полученных независимыми способами, представляет собой дополнительное указание на существование в Северо-Баренцевской впадине крупных масс эклогита под разделом Мохо.

Скорости продольных волн в эклогитах примерно такие же, как в мантии. По своему среднему химическому составу эклогиты, однако, относятся к коре. Поэтому мощность консолидированной коры на профиле 4-АР составляет 30—34 км, а ее подошва расположена на большой глубине 46—50 км. Образование из габбро тяжелых и плотных эклогитов послужило основной причиной крупного погружения коры во впадине.

В глубокой части впадины консолидированная кора толщиной ~ 14 км, расположенная на рис. 5 над разделом Мохо, представляет собой верхнюю кору, до начала погружения располагавшуюся вблизи уровня моря. До погружения ее плотность была, скорее всего, близка к плотности пород в верхней части коры толщиной 14 км в областях, прилегающих к впадине с запада и востока: $\rho_{\text{кк}} = 2.76—2.79$ г/см³. В настоящее время средняя плотность консолидированной коры в глубокой части впадины существенно выше: $\rho_{\text{кк}} = 2.90$ г/см³. Это указывает на то, что, погрузившись под мощной толщей осадков в область более высоких давлений и температур, породы верхней коры испытали лишь умеренный метаморфизм.

Рис. 6. Плотностный разрез через окраину азиатского континента, Северо-Чукотский прогиб и южную часть поднятия Менделеева, рассчитанный по распределению скоростей продольных волн в работе [Кашубин и др., 2013].

Плотности под разделом Мохо рассчитаны в предположении, что под ним залегают мантийные перидотиты с плотностями, соответствующими скоростям продольных волн (черные цифры, км/с). Тонкой черной линией на рисунке сверху показаны изостатические аномалии силы тяжести, которые должны существовать над профилем в этом случае. Их резкое несоответствие наблюдаемым аномалиям Фая указывает на то, что под разделом Мохо в действительности залегают мощные слои тяжелых эклогитов. Чтобы обеспечить наблюдаемые аномалии Фая, слой эклогитов должен создавать на поверхности положительные аномалии силы тяжести с амплитудой 150 мГал. Они показаны на рисунке сверху красной линией.

Этот процесс существенно изменил строение консолидированной коры. Если на рис. 5 формально принять за раздел Конрада (К?) подошву слоя с плотностью 2.82 г/см^3 , то «гранитный слой» в глубокой части впадины по сравнению с прилегающими областями утонен в 3.1—3.2 раза. При этом расположенный ниже «базальтовый слой», включающий слои с плотностью 2.96 и 3.0 г/см^3 , оказывается утоненным значительно меньше: в 1.8—2.1 раза.

Следует отметить, что характерное для многих глубоких осадочных бассейнов более сильное утонение «гранитного слоя» по сравнению с «базальтовым слоем» растяжением коры объяснить невозможно. Менее вязкие осадки, перекрывающие «гранитный слой», не могут создавать большие растягивающие напряжения на его кровле. Вещество этого слоя не могло также перетекать из области с пониженным давлением под глубокой впадиной в прилегающие области с малой мощностью осадков и с более высоким давлением в консолидированной коре.

Мексиканский залив. Под его абиссальной равниной с глубиной воды 3700 м мощность консолидированной коры изменяется в пределах от 4—5 до 10—12 км [Bird et al., 2005]. В местах с наиболее сильно утоненной консолидированной корой мощность осадков достигает 11—12 км. В условиях изостатического равновесия для заполнения впадины потребовалось бы еще 10 км осадков, после чего ее глубина достигла бы ~ 20 км. Поэтому впадину можно отнести к сверхглубоким осадочным бассейнам. Большинство авторов считает, что под абиссальной равниной во впадине залегает океаническая кора [Salvador, 1991; и др.]. Консолидированная кора включает там слой с плотностью 2.75 г/см^3 и толщиной от 1.5—2 до 4—5 км, который вполне может быть сложен сиалическими породами.

В работе [Mooney, Kaban, 2010] был проведен совместный анализ гравиметрических данных и сейсмических данных о строении коры во впадине Мексиканского залива. Он показал, что, как и в Северо-Баренцевской впадине, ниже раздела Мохо в литосфере там залегают крупные массы эклогитов. По отношению к менее плотным мантийным перидотитам они создают добавочные аномалии силы тяжести $\geq 150 \text{ мГал}$. Если бы под разделом Мохо во впадине залегали только мантийные перидотиты, то в отсутствие эклогитов, над ней возникли бы огромные отрицательные изостатические аномалии силы тяжести, чего в действительности не наблюдается.

Судя по гравиметрическим данным, мощность слоя эклогитов составляет несколько десятков километров. В указанной работе предполагается, что с их образованием могло быть связано формирование глубоководной впадины. В океанической коре столь значительные массы эклогитов отсутствуют. Поэтому кору во впадине следует, скорее, относить к континентальному типу. На сейсмических профилях [Bird et al., 2005, рис. 5] поверхность фундамента во впадине ровная. Крупные наклонные блоки на ней не выделяются, что указывает на отсутствие значительного растяжения. Как и под Восточно-Баренцевской впадиной, в верхних слоях мантии под разделом Мохо в Мексиканском заливе, наблюдаются повышенные скорости S-волн [Nettles, Dziewonski, 2008], характерные для докембрийской континентальной литосферы.

Северо-Чукотский прогиб. На рис. 6 показан участок профиля 5-AP-Арктика-2005 [Kashubin et al., 2010], пересекающего прогиб глубиной 18 км. В области, прилегающей к прогибу с юга, мощность консолидированной коры, расположенной между фундаментом и разделом М, составляет 32 км. Под прогибом этот слой утонен до 11 км, т.е. примерно в 3 раза. Анализ сейсмических профилей через осадочный чехол [Государственная..., 2005] показывает, что формирование прогиба сопровождалось лишь слабым растяжением коры $\sim 5\text{—}10\%$ [Артюшков, 2010а]. К югу от впадины мощности гранитного и базальтового слоев примерно одинаковы. В глубокой части впадины сейсмический гранитный слой примерно в 3.5 раза тоньше базальтового слоя и утонен до 2.4 км, т.е. гранитный слой здесь почти исчезает. Как и в Северо-Баренцевской впадине, эти данные указывают на повышение скоростей продольных волн в верхней коре вследствие метаморфизма. При этом нижняя часть консолидированной коры над разделом Мохо во впадине с высокими скоростями $V_p = 6.7\text{—}6.8 \text{ км/с}$ и плотностью $2.94\text{—}2.96 \text{ г/см}^3$ должна быть сложена породами кислого или среднего состава, испытавшими метаморфизм и уплотнение.

В верхней части рис. 6 тонкой черной линией показаны изостатические аномалии силы тяжести $\Delta g_{\text{из}}$, рассчитанные в предположении, что непосредственно под разделом Мохо расположены перидотиты с плотностью 3.32 г/см^3 , а ниже в пределах разреза залегают породы с плотностью 3.4 и даже 3.5 г/см^3 , соответствующей уже не перидотитам, а эклогитам. Тем не менее даже при таком распределении плотности над впадиной наблюдался бы минимум $\Delta g_{\text{из}}$ с амплитудой 130 мГал. В действительности в данной области существуют слабые положительные аномалии силы тяжести в свободном воздухе (жирная черная линия). Отсюда следует, что ниже 50 км под Северо-Чукотской впадиной расположены массы тяжелого эклогита того же порядка, что и в Северо-Баренцевской впадине и в Мексиканском заливе.

Северная часть профиля рис. 6 относится к поднятию Менделеева, под которым часто предполагается существование океанической коры, образовавшейся на горячем пятне [Lawver et al., 2002]. Если бы под разделом М в этой области залегали мантийные перидотиты, то, как следует из рис. 6, над ней наблюдались бы отрицательные изостатические аномалии интенсивностью до 100 мГал. В действитель-

ности поле силы тяжести там спокойное. Это означает, что, как и под Северо-Чукотской впадиной, слой со скоростями $V_p = 8.06$ км/с там представлен коровыми эклогитами. При этом общая мощность коры под поднятием Менделеева оказывается равной ~ 40 км. Для океанической коры такая мощность достигается лишь в небольших областях, как, например, в центре Исландии. Поэтому более вероятно, что поднятие Менделеева подстилается корой континентального типа. Как и в Северо-Баренцевской впадине, утонение в ней сейсмического «гранитного слоя» можно объяснить значительным повышением V_p в породах верхней коры вследствие метаморфизма.

Прикаспийская впадина. На профиле Пугачев—Бейнеу [Артюшков, Егоркин, 2005] консолидированная кора утонена во впадине примерно в 2 раза (до 16—23 км) и включает гранитный и базальтовый слои, близкие по мощности (рис. 7). Фундамент впадины нарушен лишь отдельными крупными сбросами, наклоненными по направлению к ее внутренней части [Artyushkov et al., 2000]. При таких деформациях, относящихся к синтетическому типу, как и в Северо-Баренцевской впадине, растяжение не могло обеспечить значительного вклада в погружение коры. Отсутствие существенного растяжения хорошо прослеживается и на сейсмических профилях через осадочный чехол (см., например, рис. 5 в [Артюшков, 2010б]). В таких условиях консолидированная кора в глубокой части впадины представляет собой верхнюю кору, существовавшую в ней до погружения. В ее верхней части плотность пород в настоящее время составляет 2.86—2.97 г/см³. В нижней части верхней коры в глубокой части впадины плотность повышена до 3.03—3.06 г/см³. Такое повышение плотности можно связать с метаморфизмом, развившимся при погружении пород на большие глубины, что привело к значительному повышению в них давления и температуры.

Ранее было показано, что Прикаспийская впадина сильно переуглублена и поэтому под ней можно предполагать существование мощного слоя тяжелых эклогитов [Артюшков, 2010б]. Данный результат был подвергнут сомнению [Добрецов, Полянский, 2010]. Основываясь на скоростном разрезе Пугачев—Бейнеу (см. рис. 1 в [Артюшков, Егоркин, 2005]), мы рассчитали распределение плотности пород выше и ниже раздела Мохо во впадине в предположении, что под этим разделом в ней залегают мантийные перидотиты с плотностями, соответствующими наблюдаемым скоростям продольных волн (см. рис. 7). При таком предположении плотности перидотитов оказываются несколько выше принимаемых обычно для мантии под корой (3.32—3.35 г/см³). Аномалии силы тяжести в свободном воздухе, рассчитанные для данного распределения плотности (тонкая черная линия в верхней части рисунка), располагаются значительно ниже наблюдаемых аномалий Фая (жирная черная линия). Чтобы скомпенсировать это различие, под впадиной должны располагаться крупные массы тяжелых и плотных эклогитов, создающие положительные аномалии интенсивностью 100—200 мГал (красная линия). Это примерно такая же ситуация, как в рассмотренном выше Мексиканском заливе.

Южно-Каспийская впадина. Мощность осадков достигает в ней 18—20 км [Глумов и др., 2004]. Согласно данным ГСЗ [Баранова и др., 1990], консолидированная кора толщиной 5—12 км характеризуется скоростями продольных волн V_p , типичными для нижней части коры континентального типа. По данным наблюдений, на суше за обменными и поверхностными волнами консолидированная кора под Южным Каспием с $V_p = 7.1$ км/с утонена до 12 км на западе и до 18 км на востоке [Jackson et al., 2002]. В работе [Motavalli-Anbaran et al., 2011] мощность коры на востоке впадины оценивается в 10—20 км.

В течение последних 5 млн лет в Южно-Каспийской впадине проявилось быстрое погружение коры, что привело к образованию до 10 км осадков. Впадина расположена в пределах Альпийского складчатого пояса, где действуют сжимающие напряжения, так что растяжение коры в ней происходить не могло. Глубина впадины уменьшается по направлению к Эльбрусу на юге и к Апшероно-Балханскому порогу на севере [Глумов и др., 2004]. Это исключает возможность ее образования за счет изгиба литосферы под нагрузкой крупных покровов или под действием тяги со стороны литосферных плит, субдуцированных в мантию.

Имеющиеся сейсмические данные не позволяют построить плотностный разрез коры и верхов мантии под впадиной и рассчитать соответствующие ему изостатические аномалии силы тяжести. Для заполнения впадины с корой указанной мощности было бы, однако, достаточно 10—13 км осадков, что указывает на ее резкое переуглубление [Артюшков, 2007]. В таких условиях крупное погружение требовало значительного уплотнения пород основного состава в нижней коре в результате глубокого метаморфизма.

Таким образом, для всех пяти рассмотренных сверхглубоких впадин характерно отсутствие значительного растяжения коры и существование в литосфере под разделом Мохо крупных масс тяжелых эклогитов. Судя по сейсмическим данным, две из них — Восточно-Баренцевская впадина и впадина Мексиканского залива — расположены на мощной литосфере, типичной для древних платформ. Возможно, к этому же типу структур относится и Южно-Каспийская впадина [Motavalli-Anbaran et al., 2011].

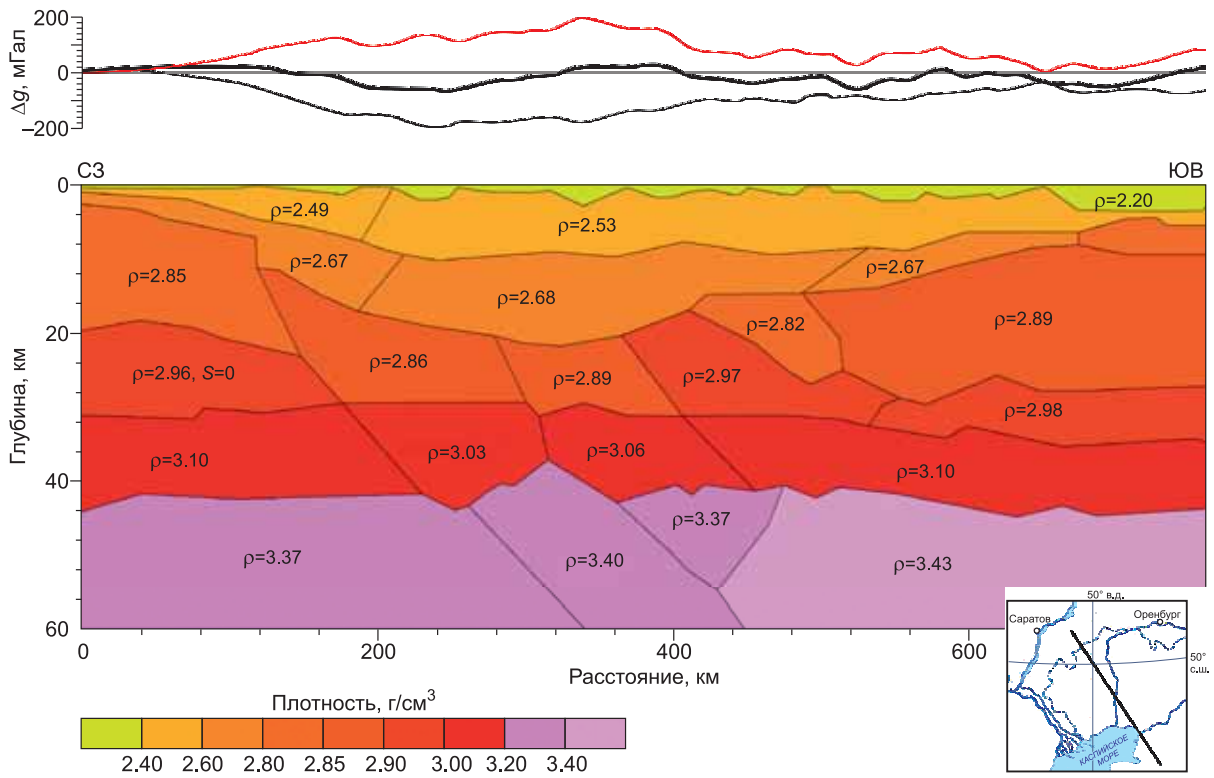
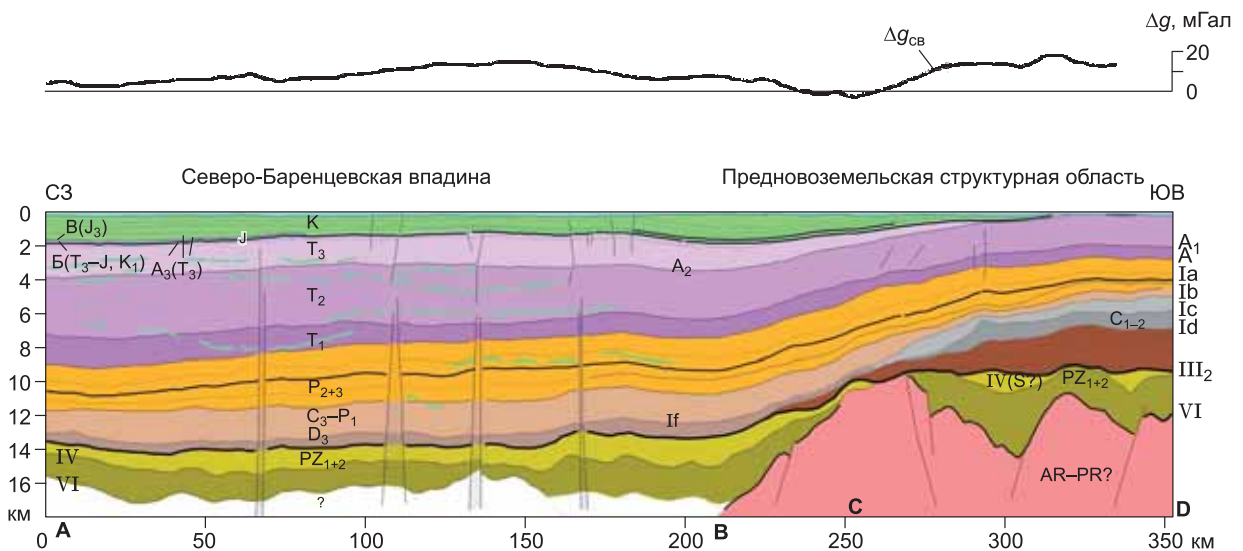


Рис. 7. Плотностный разрез через Прикаспийскую впадину.

Расчитан по данным сейсмического профиля Пугачев—Бейнеу [Артушков, Егоркин, 2005] в предположении, что под разделом Мохо залегают мантийные перидотиты с плотностями, соответствующими скоростям продольных волн. В таком случае над впадиной должны существовать отрицательные изостатические аномалии с интенсивностью до 180 мГал, показанные на рисунке сверху черной линией. В действительности на большей части площади над впадиной наблюдаются слабые положительные и слабые отрицательные аномалии Фая, показанные на рисунке сверху жирной черной линией. Чтобы обеспечить такое распределение аномалий Фая, под разделом Мохо должен располагаться мощный слой тяжелых эклогитов, создающий на поверхности положительные аномалии силы тяжести, показанные красной линией. Их интенсивность достигает 100—200 мГал.



ПОГРУЖЕНИЕ В СЕВЕРО-БАРЕНЦЕВОЙ ВПАДИНЕ С ПОЗДНЕГО ДЕВОНА В ОТСУТСТВИЕ СИЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ КОРЫ

Профили 2-АР и 4-АР дают лишь общее представление о строении коры и осадочного чехла впадины. В 2005—2007 гг. морской арктической геолого-разведочной экспедицией (МАГЭ) в Северо-Баренцевской впадине было проведено около 19.000 км профилей МОВ-ОГТ с зондированием до глубины 8 с. Это позволяет описать строение осадочного чехла до глубины 16—17 км. Напомним, что на северной окраине впадины на профиле 4-АР фундамент расположен на глубине ~ 16 км.

На рис. 8 представлен один из поперечных профилей, проведенных в ЗСЗ направлении и расположенный в центральной части впадины. В его северо-западной и центральной части фундамент находится за пределами записи. В юго-восточной части профиля на отрезке ВD шириной $L \approx 140$ км выделяется сильно неоднородный фундамент — рефлектор VI предположительно архейско-протерозойского возраста. Судя по наличию в нем ряда сбросов, в начальный период развития впадины в ней имело место растяжение коры. Условно его можно отнести к раннему палеозою. Суммарное растяжение фундамента на указанном отрезке можно оценить как $\Delta L \sim 12—13$ км. Оно обеспечивает относительное растяжение $\varepsilon \sim 10\%$. Как следует из соотношения (3), для принятых выше значений ρ_m , ρ_{kc} , ρ_{oc} и h_k^0 наблюдаемое растяжение обеспечивает накопление слоя осадков мощностью $h_{oc} \sim 2$ км. Эта величина близка к средней мощности осадков, залегающих в юго-восточной части профиля между фундаментом и вышележащим рефлектором III₂, который условно относится к позднему девону. Поэтому достаточно вероятно, что погружение коры, осуществившееся до позднего девона, здесь было обусловлено растяжением литосферы. В северо-западной и центральной части профиля рис. 8 на отрезке АВ фундамент не прослеживается. Под рефлектором III₂ видимая мощность осадков составляет 2—3 км. Если в этой области также имело место растяжение фундамента, что весьма вероятно, то его интенсивность составляла 10—15 %.

Ввиду неопределенности возраста рефлекторов в глубокой части впадины, провести их сравнение с рефлекторами на профиле 4-АР сложно. Здесь мы будем опираться на интерпретацию, принятую на профиле рис. 8 в работах [Хлебников и др., 2009; Григорьева и др., 2009]. Для глубокой части впадины она достаточно условна, но нас в первую очередь интересует не точный возраст рефлекторов, а наличие или отсутствие на них деформаций, характерных для растяжения литосферы.

Судя по несогласию, нередко угловому, между отложениями верхнего девона и подстилающими осадками [Шипилов, Тарасов, 1998], в начале позднего девона произошло осушение Восточно-Баренцевской мегавпадины с размывом, за которым последовала трансгрессия. На этом уровне сформировался выделяющийся в ряде областей опорный рефлектор III₃. На профиле рис. 8 мы сопоставляем с ним нижний, ярко выраженный рефлектор III₂, также относя его к началу позднего девона. Прислонение слоев верхнего девона к рефлектору III₂ хорошо видно в ряде мест также на поперечном профиле рис. 6 в [Хлебников и др., 2009]. Это подтверждает расположение коры выше уровня моря перед началом ее погружения в позднем девоне.

Наклонные блоки, вероятно, образовавшиеся в результате растяжения на ~ 10 %, на профиле рис. 8 можно выделить только в нижней части разреза на отрезке ВD. В основной части разреза, начиная с рефлектора III₂, крупные наклонные блоки отсутствуют, и профиль рис. 8 уже не обнаруживает никакого сходства с типичными рифтогенными структурами (см. рис. 3). Отдельные разломы проникают из фундамента и в эту часть осадочного чехла, как это видно на рис. 3. На рис. 8 такие разломы не показаны, поскольку смещения слоев на них очень малы. Это хорошо видно на более детальных профилях, например, на профиле МОВ ОГТ 8104 в работе [Шипилов, Шкарубо, 2010]. Как следует из указанного рисунка, на Адмиралтейском поднятии некоторые разломы из протерозойского фундамента проникают в верхнюю часть осадочного чехла. Чтобы погрузить на профиле фундамент на ~ 9 км за счет растяжения, согласно соотношению (3), его нужно было бы растянуть примерно в полтора раза. В дей-

Рис. 8. Строение верхней части осадочного чехла на поперечном профиле через Северо-Баренцевскую впадину (с изменениями по [Хлебников и др., 2009]).

Расположение профиля показано на рис. 1.

Отражающие горизонты: VI — поверхность архейско-протерозойского фундамента; IV — подошва верхнесилурийско-нижнедевонского комплекса; III₂ — предфранская эрозионная поверхность; Id — кровля отложений верхнего девона; Ic — нижнего карбона; Ib — среднего карбона; Ia — кровля верхнедевонско-нижнепермского комплекса; А — подошва триасового комплекса; А₁ — подошва среднего триаса; А₂ — подошва верхнего триаса; А₃ — кровля верхнего триаса; Б — региональная эрозионная поверхность, подошва юрского комплекса; В — кровля юрского комплекса.

Буквенные индексы (А—D) в нижней части рисунка обозначают отрезки профиля, обсуждаемые в тексте. Остальные индексы на профиле представляют стандартные обозначения стратиграфических единиц разреза.

ствительности горизонтальные смещения фундамента на разломах обеспечивают его растяжение не более чем на 2 %.

Прорыв основной магмы в вышележащие слои осадков произошел в поздней юре и раннем мелу [Шипилов, Карякин, 2011]. К этому времени с эпохи формирования рефлектора III₂ в прогибе уже накопилось 12 км осадков. К их образованию растяжение с образованием интрузий не имело никакого отношения. Более того, при внедрении магмы вдоль вертикальных каналов разделяемые ими участки коры не испытывают никакого растяжения и утонения, а просто расходятся в стороны, сохраняя свою мощность, что к дополнительному погружению не приводит.

Над рефлектором III₂, с учетом последующей денудации 2 км осадков, к кайнозой во впадине накопилось 16 км осадков. Как следует из соотношения (3) для принятых в нем выше значений параметров, чтобы обеспечить погружение коры на 16 км, надо было бы растянуть ее примерно в 3.6 раза. В таком случае на рис. 8 между магматическими каналами рефлектор III₂ уже не был бы непрерывным, а оказался бы разорванным на отдельные куски, покрывающие в глубокой части впадины лишь около 30 % ее площади.

В качестве крайнего предположения можно допустить, что начиная с верхнего девона в осадочном чехле формировалась густая система узких наклонных блоков, из-за своей малой ширины не видных на сейсмических профилях. Такой гипотетический подход, основанный на ненаблюдаемых величинах, в науке, однако, неприемлем. Рассмотрим тем не менее к каким последствиям привело бы указанное явление. Угол наклона блоков θ , ограниченных сбросами с начальным углом падения ϕ , связан с интенсивностью растяжения β как [Le Pichon, Sibuet, 1981]:

$$\beta \approx \sin\phi / \sin(\phi - \theta). \quad (12)$$

При $\beta = 3.6$ и угле падения сбросов $\phi = 45^\circ$ угол наклона блоков должен составлять $\theta = 33^\circ$. В таком случае на границе III₂ возник бы сильно неровный рельеф. В действительности данные сейсмического профилирования, полученные на 19 тыс. километров профилей, показывают, что, начиная с рефлектора III₂, расположенного на глубине 14 км и выше, все отражающие горизонты являются гладкими. При существовании на них рельефа, образованного наклонными блоками, четкая волновая картина была бы нарушена. Таким образом, какие-либо данные о существенном растяжении литосферы в Северо-Баренцевской впадине начиная с позднего девона отсутствуют.

Чтобы подойти к иному решению вопроса, а именно: в каких условиях происходит метаморфизм с уплотнением пород в земной коре, рассмотрим развитие ее погружения в Северо-Баренцевской впадине.

БЫСТРЫЕ ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ В СЕВЕРО-БАРЕНЦЕВСКОЙ ВПАДИНЕ

В начале позднего девона, в раннем фране, на месте размывавшейся суши во впадине быстро образовался глубоководный бассейн. Его крайняя юго-восточная часть на профиле рис. 8 расположена на отрезке BD. В позднем девоне между рефлекторами III₂ и Id здесь сформировалась система клиноформ, наложенных одна на другую. В современной структуре чехла их высота составляет до 2.5 км. С учетом последующего уплотнения осадков, начальная высота системы клиноформ была не менее 3 км. Под их нагрузкой происходило изостатическое погружение коры. Поэтому во франском веке глубина воды в данной части прогиба, заполненной верхнедевонскими клиноформами, скорее всего, была меньше их высоты и составляла 1.5—2.0 км. В раннем и среднем карбоне погружение во впадине продолжалось, что привело к формированию на юго-востоке новой системы клиноформ высотой ~ 2 км, расположенных между рефлекторами Id и Ib.

С позднего девона по раннюю пермь на юго-востоке впадины преобладали обстановки карбонатного осадконакопления, запечатленные фациями изолированных карбонатных платформ, рифов и продуктов их размыва на прилегающих участках [Григорьева и др., 2009; Гаврилов и др., 2010; Леончик, Сенин, 2010]. Во внутренней части впадины АВ в эту эпоху, по-видимому, сохранялись глубоководные условия с накоплением 4—5 км осадков.

В поздней перми произошло резкое ускорение погружения [Ivanova et al., 2011]. На восточной окраине впадины мелководные карбонаты были перекрыты относительно глубоководными сланцами с последующим формированием клиноформного комплекса [Виноградов, 1987]. К началу триаса глубоководная часть впадины была скомпенсирована, и в ней началось терригенное осадконакопление. За позднюю пермь и триас там накопились 7—8 км осадков. В раннем и среднем триасе с учетом последующего уплотнения осадков средняя скорость осадконакопления достигала 250—300 м/млн лет. Такие значения характерны для быстрых погружений континентальной коры [Артюшков, 1993].

В начале юры погружение коры во впадине резко замедлилось. В условиях неглубокого шельфа [Басов и др., 2009] здесь накопилось ~ 400 м осадков. На профиле рис. 8 они расположены между рефлекторами A₃ и B. В поздней юре, в ранневолжское время, произошло новое быстрое погружение, охва-

тившее также Карское море и Западную Сибирь. В Северо-Баренцевской впадине, как и в Западной Сибири, образовался относительно глубоководный бассейн [Басов и др., 2009], где началось отложение высокобитуминозных осадков. В раннем мелу, в неокOME, он был заполнен клиноформами высотой до 0.5 км. Данная величина примерно соответствует глубине воды во впадине в конце юры и в начале мела [Артюшков, 1993].

Быстрые погружения коры в прошлом часто происходили и в складчатых поясах. На многочисленных обнажениях в выведенных на поверхность смятых осадках древних прогибов наблюдается переход от мелководных отложений к глубоководным (например, рис. 2.22 в [Артюшков, 1993]). Чаще всего переход происходит на интервалах разреза мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Это указывает на быстрое погружение коры с образованием глубоководных впадин на месте мелководного шельфа за время ~ 1 млн лет. Если бы погружение происходило вследствие растяжения, то, согласно соотношению (12), глубоководные пострифтовые осадки ложились бы на мелководные предрифтовые отложения на наклонных блоках с большими угловыми несогласиями $\geq 10\text{--}20^\circ$ [Артюшков, 1993, рис. 2.8a]. В действительности, в подавляющем большинстве обнажений глубоководные осадки залегают на мелководных отложениях, согласно [Артюшков, 1993, рис. 2.15, 2.23, 2.25]. Отсюда следует, что быстрые погружения, формировавшие в складчатых поясах на месте шельфа глубоководные впадины, сильным растяжением литосферы обычно не сопровождалось. Это показывает, что по сравнению с рифтогенезом, крупные погружения коры без сильного растяжения, вносят значительно больший вклад в формирование глубоководных бассейнов [Артюшков, 1993].

РАЗМЯГЧЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ВО ВПАДИНЕ

Континентальные платформы характеризуются высокой мощностью литосферного слоя. Эффективная толщина его упругой части T_y [Burov, Diament, 1995] обычно определяется по ширине изгиба литосферы под влиянием поверхностных или глубинных нагрузок. Для простых оценок можно воспользоваться соотношением:

$$T_y \sim 5.3 \cdot 10^{-2}(L)^{4/3} \text{ км}, \quad (13)$$

где L — ширина изгиба литосферы. В платформенных областях эта величина составляет $\sim 150\text{--}250$ км, что соответствует $T_y \sim 40\text{--}80$ км. В Северо-Баренцевской впадине в ряде мест изгиб литосферы происходил на гораздо более коротких расстояниях. Так, на рис. 8 на отрезке ВС шириной ~ 40 км наблюдается флексура отражающего горизонта Π_2 высотой 4 км. При $L \sim 40$ км из (13) находим: $T_y \sim 7$ км.

Ряд других крутых флексур хорошо виден на рис. 9, где представлена глубина залегания подошвы осадков франского яруса Π_2 . Флексуры 1 и 3 высотой 5 км здесь имеют ширину всего лишь $L \sim 30$ км. Такая ширина флексур соответствует значению $T_y \sim 5$ км, что указывает на практическое исчезновение в литосфере упругого слоя. Более того, при высоте флексур 5 км и их ширине 20 км деформации находятся за пределом упругости литосферы.

Размягчение литосферы происходит при инфильтрации в нее поверхностно-активного флюида из астеносферы [Artyushkov et al., 2000; Артюшков, 2003, 2005, 2007, 2010a]. Образование между кристаллами пленок флюида толщиной $\sim 10^{-5}$ см приводит к проявлению эффекта Ребиндера с изменением механизма ползучести (перекристаллизационная ползучесть, или pressure solution) [Ребиндер, Венстрем, 1937; Сальников, Траскин, 1987], что сопровождается резким понижением вязкости и прочности поликристаллических тел.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Быстрые высокоамплитудные погружения континентальной коры представляют собой характерный признак крупных нефтегазоносных бассейнов [Artyushkov, Ваг, 1986; Артюшков, Беэр, 1987; Артюшков, 1993, 2007; Артюшков, Егоркин, 2005; и др.]. В Северо-Баренцевской впадине они проявились в начале позднего девона, в поздней перми—среднем триасе, а также в поздней юре. Два погружения, первое и третье, приводили к образованию глубоководных бассейнов, где осаждавшееся органическое вещество не подвергалось окислению. После позднедевонского погружения во впадине накопилось 4—5 км глубоководных осадков. С большой вероятностью они могут содержать крупные объемы неокисленного органического вещества.

Вслед за этим погружением в восточной части впадины формировались клиноформы, рифы и карбонатные банки (см. рис. 8) [Хлебников и др., 2009, рис. 2-6; Григорьева и др., 2009; Леончик, Сенин, 2010]. Как и во многих других нефтегазоносных бассейнах, с этими структурами могут быть связаны месторождения-гиганты. После позднепермского погружения в данной области сформировалась система клиноформ, но карбонатное осадконакопление к этому времени уже прекратилось. Клинофор-

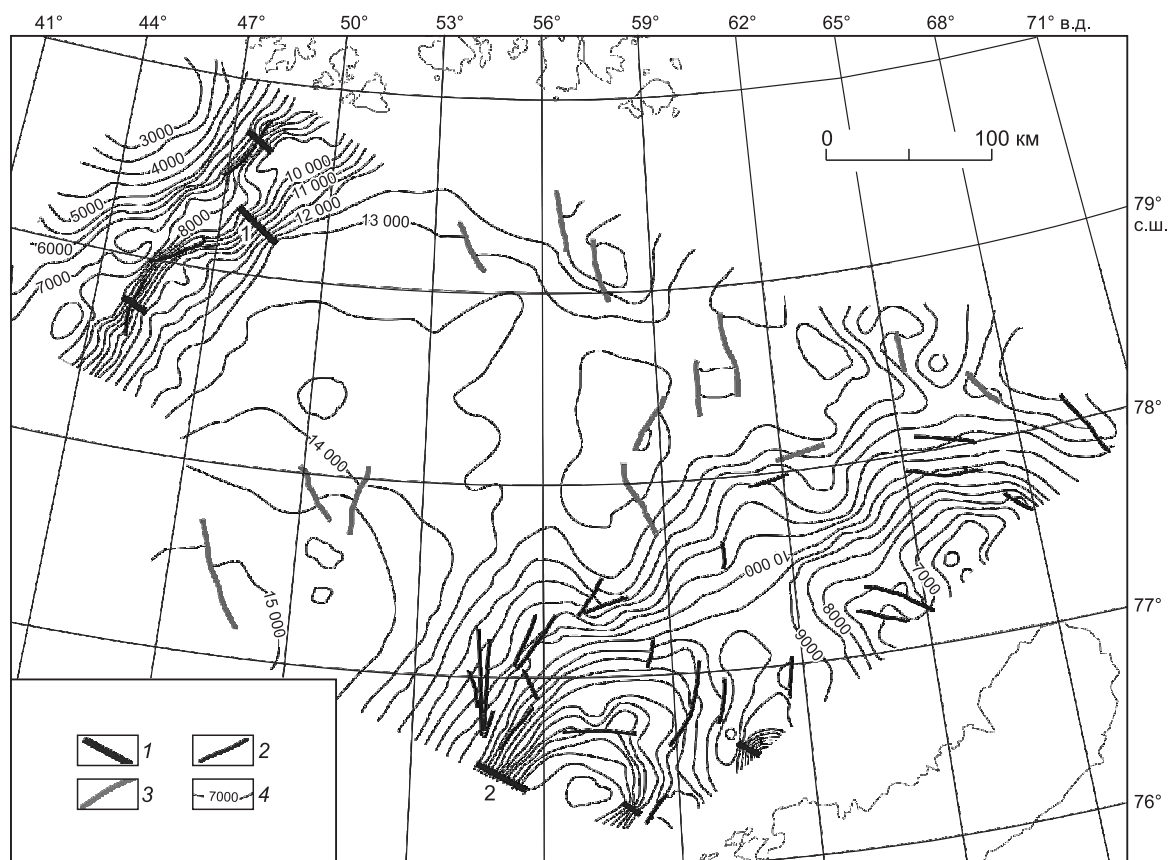


Рис. 9. Глубина залегания подошвы франского яруса в Северо-Баренцевской впадине и крутые флексуры отражающего горизонта Π_2 (верхний девон, франский ярус).

1 — крутые флексуры, 2 — разрывы, 3 — дайки, 4 — изогипсы (м). 1, 2 — крутые флексуры в осадочном чехле (пояснения см. в тексте).

мами была заполнена относительно глубоководная впадина, образованная ранневолжским (=раннетитонским) погружением в начале поздней юры.

Северо-Баренцевская впадина характеризуется повышенными тепловыми потоками; в среднем они составляют около 70 мВт/м^2 [Хуторской и др., 2008]. В таких условиях, как и во многих других нефтегазоносных бассейнах [Мкртчян, 1985; Конторович и др., 1998; Полякова и др., 2002; Zanin et al., 2008], созревание углеводородов было возможным на относительно небольших глубинах. Сильный прогрев осадков должен был происходить также в связи с внедрением в них многочисленных базальтовых интрузий. В результате размягчения литосферы и внедрения интрузий во впадине сформировался ряд положительных структур с амплитудами до 150—250 м (рис. 10).

Совокупность указанных особенностей позволяет рассматривать Северо-Баренцевскую впадину как нефтегазоносный бассейн с запасами углеводородов в миллиарды тонн условного топлива.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ БЕЗ СИЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ

Как показано выше, в рассмотренных сверхглубоких прогибах основная часть погружения коры не была связана с ее сильным растяжением. В таких условиях для объяснения образования крупных глубоких прогибов на континентальной коре используются несколько основных механизмов.

Охлаждение коры и мантии. С ним связывают формирование некоторых крупных внутриплитных бассейнов [Kaminski, Jaupart, 2000; Holt et al., 2010; и др.]. Охлаждение коры не может объяснить ее сильное утонение, наблюдаемое во впадинах (см. рис. 4, 6 и 7). Кроме того, погружение, обусловленное охлаждением коры, постепенно замедляясь, развивается в течение ≥ 200 млн лет. С позднего девона и до поздней юры за время ~ 220 млн лет погружение во впадине несколько раз сильно ускорилось, в частности, в поздней перми и триасе, через 80—110 млн лет после начала погружения в позднем девоне.

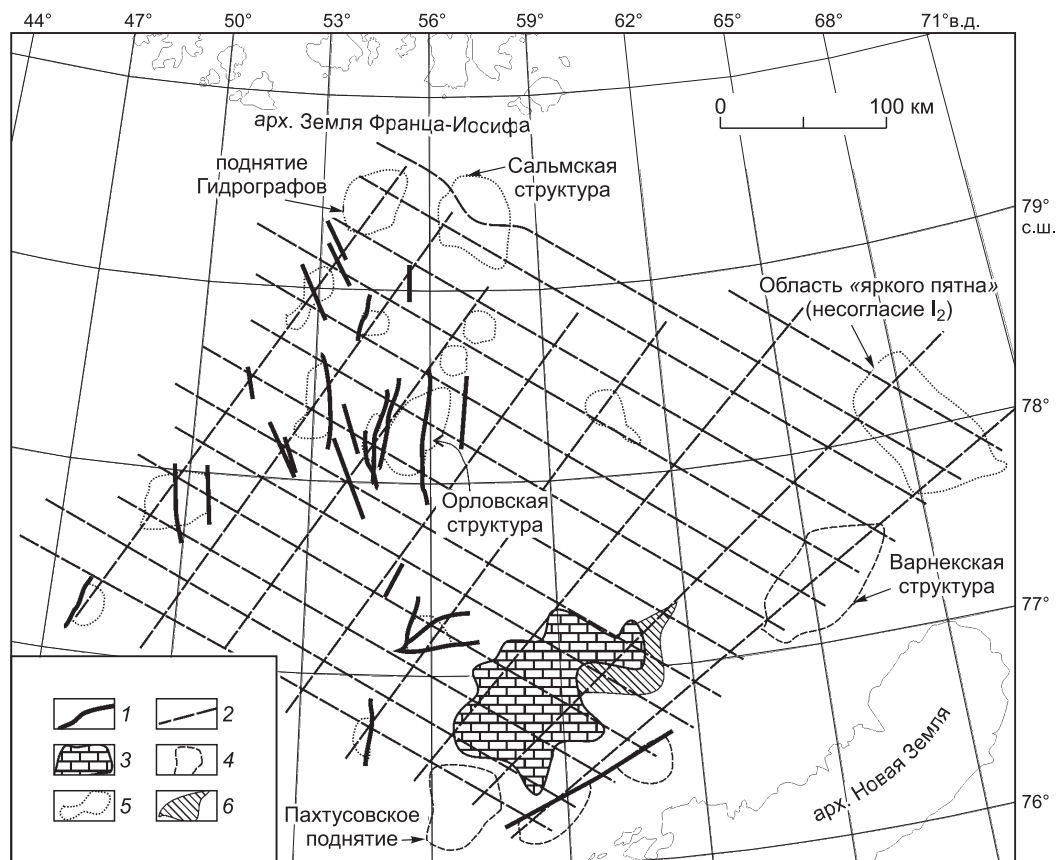


Рис. 10. Главные положительные структуры в Северо-Баренцевской впадине.

1 — тектонические нарушения, 2 — профили МОВ ОГТ, 3 — контур карбонатной платформы, 4, 5 — антиклинальные поднятия в отложениях палеозоя (4) и триаса (5), 6 — область возможного развития стратиграфических ловушек.

Упругий изгиб литосферного слоя. Изгиб литосферы под нагрузкой тектонических покровов и/или тяги со стороны субдцированных плит океанической литосферы часто рассматривается как причина погружения коры в передовых прогибах складчатых поясов [Beaumont, 1981; Royden, 1993; Watts, 2001; Allen, Allen, 2005; и др.]. Как и охлаждение литосферы, ее изгиб не изменяет существенно толщины консолидированной коры, и он не мог привести к ее утонению в несколько раз в Северо-Баренцевской, Северо-Чукотской, Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах. Прогибы, образованные растяжением, должны формироваться одновременно со сжатием в прилегающем складчатом поясе и углубляться по направлению к фронту складчатости. К западу от Восточно-Баренцевской впадины на Финнмаркенской платформе каледонская складчатость завершилась в силуре [Ritzman, Faleide, 2009], т.е. еще до начала накопления 14 км верхнедевонско-меловых осадков в современном разрезе Северо-Баренцевской впадины (см. рис. 8). На профиле 4-AP (см. рис. 4), в западной части впадины она углубляется не к западу, а к востоку. На Новой Земле к востоку от впадины основная фаза складчатости имела место в конце триаса—начале юры [Богданов, Хаин, 1996; Шипилов, Тарасов, 1998; Drachev et al., 2010], т.е. уже после накопления во впадине основной массы осадков. На рис. 4 в своей восточной части впадина углубляется не к востоку, а к западу. Все остальные рассмотренные нами прогибы также углубляются в сторону от прилегающих складчатых поясов, что исключает упругий изгиб литосферы как причину погружения коры.

Метаморфизм в породах земной коры. Для объяснения крупных погружений, не сопровождавшихся ее сильным растяжением, многими исследователями предлагался переход габброидов (базальтов) в эклогит [Kennedy, 1959; O'Connell, Wasserburg, 1972; Haxby et al., 1976; Mareschal, Lee, 1983; Namdani et al., 1994; Baird et al., 1995; Semprich et al., 2010; Gac et al., 2012; и др.]. Это же объяснение использовалось ранее для погружения коры во многих других осадочных бассейнах [Артюшков, 1993, 2007, 2010а; Артюшков, Егоркин, 2005; и др.], в том числе и в Восточно-Баренцевской мегавпадине [Артюшков, 2005]. В отличие от некоторых других авторов, предполагалось, что метаморфизм иници-

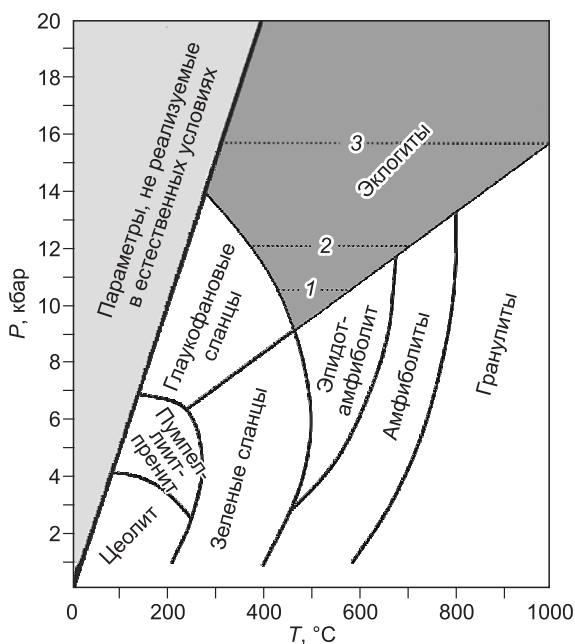


Рис. 11. P - T диаграмма, показывающая основные метаморфические фации в породах основного состава (с изменениями по [Spear, 1993]).

Линия 1 соответствует среднему значению давления на подошве коры мощностью 40 км, линия 2 — давлению на разделе М после заполнения осадками начальной глубоководной впадины, линия 3 — давлению на разделе М после образования сверхглубокого осадочного бассейна, заполненного ~ 20 км осадков. По мере накопления осадков область, где при поступлении флюида возможна эклогитизация нижней коры, расширяется как по глубине (по давлению), так и по температуре.

ировался главным образом в эпохи инфильтрации в литосферу глубинных мантийных флюидов, без которых метаморфизм вообще невозможен. В последнее время эклогитизация как механизм образования Восточно-Баренцевской мегавпадины предлагалась и другими исследователями [Ebbing et al., 2007; Ritzmann, Faleide, 2009; Roslov et al., 2009; Gac et al., 2012]. Сейсмические данные о строении ее коры использовались, однако, лишь на качественном уровне.

В последней из этих работ предложена модель, согласно которой сильное утонение коры в Восточно-Баренцевской впадине произошло при ее растяжении в позднем девоне и раннем карбоне. Одновременно вследствие декомпрессии под корой образовалась крупная линза базальтов. В результате ее эклогитизации при сильном сжатии произошло крупное погружение коры в поздней перми и раннем триасе. Модель интересная, но к Восточно-Баренцевской впадине она неприменима. Погружение в позднем девоне и раннем карбоне растяжением коры и интенсивным основным магматизмом не сопровождалось, а основное сжатие в прилегающей с востока области произошло между триасом и юрой.

Как показано выше, отсутствие интенсивных отрицательных изостатических аномалий силы тяжести над сильно переуглубленными впадинами указывает на существование под ними в литосфере крупных масс эклогитов, более плотных, чем мантийные перидотиты. Их общая мощность (~ 20 км) примерно соответствует утонению консолидированной коры во впадинах. Поэтому наиболее вероятно, что эклогиты образовались из габброидов в нижней части коры мощностью ~ 40 км, в настоящее время они располагаются под разделом Мохо.

В связи с появлением в породе тяжелого и плотного граната, переход габброидов в эклогит сопровождается повышением плотности на 15—20 %. Возможность осуществления перехода сильно зависит от состава породы и P - T условий. В большинстве пород основного состава переход требует очень высоких давлений [Eclogite..., 1990; Spear, 1993; Кориковский, 2005, 2009; Добрецов, Полянский, 2010; и др.], которые при характерной для платформенной коры мощности ~ 40 км в ее нижней части не достигаются. Лишь в железистых мафитах формирование эклогита начинается при умеренном для этой фации давлении $P \sim 9$ —10 кбар и температуре $T \sim 450$ —500 °C [Spear, 1993; Кориковский, 2009] на глубине 34—35 км (рис. 11). В этом случае при мощности коры 40 км эклогитизация возможна в ее нижней части толщиной 5—6 км. Как следует из рис. 11, с повышением и понижением температуры по отношению к указанному значению, давление, необходимое для образования эклогита, возрастает. Требуемое для эклогитизации давление увеличивается также с повышением магнезиальности метабазитов, так что для среднемагнезиальных базитов оно составляет 14—16 кбар. В нижней части земной коры такие давления достигаются только при ее мощности ≥ 60 км.

Более благоприятные условия для габбро-эклогитового перехода возникают в глубоких осадочных бассейнах, где под нагрузкой накапливающихся осадков литостатическое давление в консолидированной коре значительно повышается. Эклогитизация пород основного состава происходит постепенно, за счет образования омфациита и появления все большего количества граната — начинаясь с наиболее железистых апогабброидов. Однако сам гранат возникает в средней части коры еще на доэклогитовом этапе при давлениях $P \sim 5$ —7 кбар на глубинах 15—18 км, в результате чего появляются гранатосодержащие метабазиты промежуточной плотности в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях [Spear, 1993; Semprich et al., 2010; и др.]. С ростом давления количество граната увеличивается, и в глубинных частях нижней коры он может кристаллизоваться, начиная с верхов зеленосланцевой фации (см. рис. 11). При этом плотность пород постепенно увеличивается до значений 3.0—3.1 г/см³ и более.

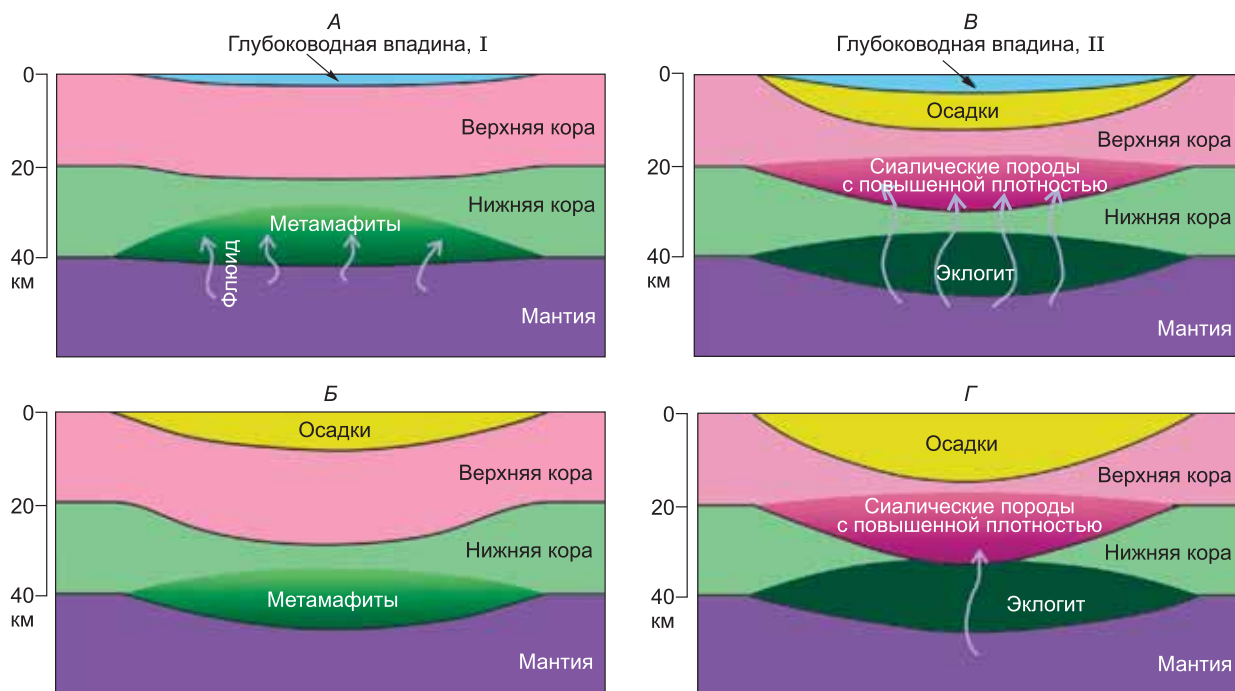


Рис. 12. Схема формирования сверхглубокого осадочного бассейна в результате метаморфизма с уплотнением пород, развивающегося при поступлении в кору мантийного флюида.

А — начальное быстрое погружение коры с образованием глубоководной впадины, обусловленным повышением плотности в низах нижней коры вследствие ее гранатизации при инфильтрации флюида. *Б* — образование глубокого осадочного бассейна при заполнении начальной впадины осадками с изостатическим погружением коры под их нагрузкой. *В* — быстрое погружение с образованием новой глубоководной впадины с повышением давления в коре под мощным слоем осадков, дальнейшее развитие метаморфизма в нижней коре и его проявление в низах верхней коры. *Г* — завершение формирования сверхглубокого бассейна: под нагрузкой мощного слоя нижняя кора оказывается сильно метаморфизованной с повышением скоростей продольных волн до мантийных значений. Из-за этого на сейсмических профилях раздел М помещается на подошве сиалической верхней коры. В ее основной части скорости продольных волн в результате умеренного метаморфизма повышаются до значений, характерных для базальтового слоя континентальной коры.

На схеме представлена лишь одна из возможных версий развития сверхглубокого осадочного бассейна. В зависимости от конкретного строения коры, количества эпизодов быстрых погружений и их интенсивности, возможны и другие, более сложные, сценарии.

В сухих условиях метаморфизм не происходит, но он резко активизируется при инфильтрации в кору глубинных флюидов (рис. 12, *А*). Допустим, например, что в слой нижней коры толщиной $h_{нк}$ со средней плотностью $\rho_{нк}$ поступил флюид, что привело к быстрому уплотнению пород на величину $\Delta\rho_{нк}$. В условиях изостатического равновесия за счет этого образуется впадина глубиной, определяемой соотношением

$$h_b \approx (\Delta\rho_{нк}/\rho_{нк})[\rho_m/(\rho_m - \rho_b)]h_{нк}. \quad (14)$$

Полагая $\rho_{нк} = 2.95 \text{ г/см}^3$, $\Delta\rho_{нк} = 0.10\text{—}0.15 \text{ г/см}^3$, $\rho_m = 3.33 \text{ г/см}^3$, $h_{нк} = 20 \text{ км}$, получаем

$$h_b \approx 1.0\text{—}1.5 \text{ км}. \quad (15)$$

Как отмечалось, примерно такая глубина могла достигаться в Северо-Баренцевской впадине после быстрого погружения в позднем девоне.

После прекращения инфильтрации в кору флюида метаморфизм и обусловленное им погружение коры резко замедляются. Заполнение начальной глубоководной впадины осадками сопровождается изостатическим погружением коры под их нагрузкой (см. рис. 12, *Б*). При полной компенсации впадины мощность осадков достигает значения

$$h_{ос} \approx (\Delta\rho_{нк}/\rho_{нк})[\rho_m/(\rho_m - \rho_{ос})]h_{нк} = [(\rho_m - \rho_b)/(\rho_m - \rho_{ос})]h_b. \quad (16)$$

Полагая $\rho_{ос} = 2.55 \text{ г/см}^3$, получаем

$$h_{ос} \approx 2.8h_b = 3.4\text{—}5.1 \text{ км}. \quad (17)$$

Эта величина примерно соответствует мощности осадков позднего девона—ранней перми, заполнивших глубоководный бассейн, возникший в Северо-Баренцевской впадине в позднем девоне (см. рис. 8).

Заполнение осадками начальной глубоководной впадины повышает давление в нижней коре на величину $\Delta P = \rho_{\text{ос}} g h_{\text{ос}}$, где $g = 980 \text{ см/с}^2$ — ускорение свободного падения. Так, для мощности осадков (17) $\Delta P = 0.09\text{—}0.13 \text{ ГПа}$, что обеспечивает подъем в коре изолиний постоянного давления на 3—4 км. Поэтому при дальнейшем поступлении флюида метаморфизм продолжается при более высоких давлениях, чем на первой стадии, что приводит к дальнейшему уплотнению пород, захватывающему и нижнюю часть сиалической верхней коры. В таких условиях быстрое погружение может сформировать глубоководный бассейн (см. рис. 12, В), как это имело место, например, в Прикаспийской впадине на рубеже раннего и позднего карбона и во второй половине позднего карбона [Артюшков, 1993]. В некоторых случаях быстрое осадконакопление успевает компенсировать погружение, что приводит к накоплению за короткое время мощной толщи осадков (см. рис. 12, Г). Такая ситуация была характерна для Южно-Каспийской впадины, где за плиоцен-четвертичное время накопилось до 10 км осадков, а также для Северо-Баренцевской впадины, где в поздней перми и в триасе образовалось 8—9 км осадков. При поступлении флюида повышение давления по мере накопления 8—9 км новых осадков обеспечивало прогрессирующее развитие метаморфизма в нижней и верхней коре и продолжение погружения.

С позднего триаса и до поздней юры инфильтрация флюида в кору, по-видимому, не проявлялась, и ее погружение резко замедлилось. Последний эпизод поступления в кору глубинного флюида и ее быстрого погружения относится к поздней юре. После заполнения осадками относительно глубоководной впадины нижняя кора погрузилась на глубины от 33—36 до ~ 50 км (см. рис. 12, Г). В результате она попала в зону возможного образования сравнительно железистых эклогитов (см. рис. 11) и приобрела высокие скорости продольных волн, близкие к скоростям в мантийных перидотитах. Поэтому, несмотря на то, что по своему составу эклогиты коровые, по сейсмическим данным их помещают под разделом Мохо. Но в метаморфических комплексах, наблюдаемых в естественных обнажениях, эклогиты всегда перемежаются с метаосадками, сформировавшимися в бассейнах на заведомо континентальной коре — с метаграувакками, метапелитами, кварцитами и известняками, что подтверждает коровую природу самих эклогитов.

Как и в Северо-Баренцевской впадине, резкое ускорение погружения коры проявлялось на нескольких этапах в Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах [Артюшков, Егоркин, 2005; Артюшков, 2007], а также в Северо-Чукотском прогибе [Артюшков, 2010а]. Это показывает, что в ходе образования сверхглубоких прогибов, внутри одного цикла, возможно, проявляются несколько последовательных эпизодов метаморфизма с уплотнением пород основного состава и накоплением мощных комплексов осадков; но предположение о существовании нескольких отдельных эпизодов метаморфизма все-таки требует подтверждения изотопными датировками. Но, так или иначе, процессы погружения вместе с инфильтрацией флюидов должны стимулировать образование в нижней коре плотных эклогитов (см. рис. 12, з).

В рассмотренных впадинах мощность консолидированной коры над разделом Мохо понижена до ≤ 20 км. Поскольку интенсивного растяжения в них не происходило, то данный слой должен представлять собой верхнюю кору, существовавшую во впадинах до погружения и имевшую плотность 2.70—2.75 г/см³. Средняя плотность консолидированной коры над разделом Мохо в Восточно-Баренцевской впадине (2.9 г/см³, см. рис. 5), существенно выше, чем в обычном гранитном слое и характерна, скорее, для базальтового слоя, в частности, для океанической коры.

Повышение плотности в верхней коре сверхглубоких впадин также можно связать с метаморфизмом на глубине. В верхней части континентальной коры во многих местах существуют большие объемы кислых первично-осадочных пород, которые (особенно метапелиты и гнейсы) часто имеют высокую общую железистость, что способствует кристаллизации граната, а значит и уплотнению пород уже в зеленосланцевой фации (гранатовая субфация метаморфизма ~400 °С). На более высокотемпературных ступенях количество граната быстро возрастает, и его количество в железистых кислых породах при $T \sim 500\text{—}700 \text{ °С}$ резко увеличивается [Кориковский, 1979; Spear, 1993; Semprich et al., 2010; и др.].

В глубоких осадочных бассейнах под мощной толщей осадков в верхней коре могут возникать повышенные температуры и давления. Так, в Северо-Баренцевской впадине этот слой погребен под 16 км осадков, благодаря чему давление в нем должно составлять 4—8 кбар, а температура — до 300—500 °С [Хуторской и др., 2008]. В таких условиях во время эпизодов поступления глубинного флюида в сиалических породах верхней коры проявляется метаморфизм также с уплотнением пород и повышением в них скоростей упругих волн. Уплотнение обеспечивало дополнительное погружение коры, но в большинстве случаев менее сильное, чем погружение, обусловленное эклогитизацией мафитов. Подробный анализ данного феномена требует отдельного рассмотрения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мы рассмотрели четыре сверхглубоких осадочных бассейна с мощностью осадков ~ 20 км: Северо-Баренцевская (более подробно), Прикаспийская, Южно-Каспийская и Северо-Чукотская впадины. К тому же типу структур относится Мексиканский залив, где после заполнения глубоководной впадины осадками их мощность достигла бы ~ 20 км. Во всех этих впадинах консолидированная кора под осадками утонена в несколько раз, что исключает ее погружение в результате упругого изгиба литосферного слоя. Деформации, характерные для сильного растяжения коры, во впадинах отсутствуют. Это указывает на то, что основная часть погружения коры в них не была связана с данным механизмом. Тем не менее ряд авторов рассматривает образование впадин как результат сильного растяжения коры [Brunet et al., 1999; Drachev et al., 2010; Ivanova et al., 2011; и др.].

Ранее уже указывалось на возможность существования под разделом Мохо во впадинах крупных масс экологитов, более плотных, чем мантийные перидотиты [Kaban et al., 2004; Артюшков, 2005; Артюшков, Егоркин, 2005; Ebbing et al., 2007; Ritzmann, Faleide, 2009; Roslov et al., 2009; Mooney, Kaban, 2010; Артюшков, 2010б; Gas et al., 2012]. Можно предполагать, что с образованием экологитов по габброидам или базальтам в нижней коре было связано формирование указанных сверхглубоких впадин. Для Северо-Баренцевской, Прикаспийской и Северо-Чукотской впадин имеются детальные сейсмические данные о строении коры и верхней части мантии [Артюшков, Егоркин, 2005; Kashubin et al., 2010; Ivanova et al., 2011]. На основе стандартных соотношений между скоростью продольных волн в породах и их плотностью [Gardner, 1974; Christensen, Mooney, 1995; и др.] это дало возможность построить плотностные разрезы под данными структурами до глубины 40—50 км, а также рассчитать соответствующие им изостатические аномалии силы тяжести. Оказалось, что если бы под разделом Мохо во впадинах залежали мантийные перидотиты, то на поверхности над впадинами существовали бы отрицательные изостатические аномалии силы тяжести интенсивностью более 100 мГал. В действительности над ними наблюдаются всего лишь слабые положительные аномалии в свободном воздухе. Это однозначно указывает на существование во впадинах ниже раздела Мохо крупных масс пород, более плотных, чем мантийные перидотиты. Такая же ситуация характерна и для Мексиканского залива [Mooney, Kaban, 2010] и Южно-Каспийской впадины [Артюшков, 2007].

В качестве пород, присутствующих в составе литосферы в больших объемах и имеющих при этом значительно более высокую плотность, чем мантийные перидотиты, могут выступать только экологиты. Чтобы удерживать кору в аномально погруженном состоянии, мощность их слоя должна быть ~ 20 км. Примерно на такую же величину консолидированная кора над разделом Мохо во впадинах утонена по сравнению с большинством континентальных платформ. Поэтому наиболее вероятно, что экологиты образовались из пород основного состава, располагавшихся в нижней коре впадин. Уплотнение коры при образовании экологитов позволяет объяснить крупные погружения коры, которые произошли в рассмотренных впадинах.

Такие погружения оказываются, однако, возможными только при весьма специфических условиях. Прежде всего для интенсивного метаморфизма требуется, чтобы через породу прошел объем флюида, сопоставимый или даже превышающий объем твердой породы [Ferry, 1994]. Но в нижнюю кору флюид в больших количествах может поступать только из мантии [Коржинский, 1976; Кориковский, 1979]. В плиоцен-четвертичное время поступление флюида в литосферу фиксируется на основной части площади континентов [Артюшков, 2012]. Крупные погружения коры произошли, однако, лишь в немногих областях, например, в Южном Каспии и в Таримском бассейне, что связано с неравномерностью уплотнения, в зависимости от наличия или отсутствия пород, наиболее четко реагирующих на увеличение глубинности — базитов и седиментов повышенной железистости.

В настоящей работе мы акцентируем внимание на большой роли метаморфизма в эволюции погруженных, недоступных для прямого изучения участков коры. Эти выводы сделаны преимущественно по геофизическим и геологическим данным, что является вынужденным приемом. Но, между прочим, оценки вязкости мантии также обычно проводятся не с помощью прямых лабораторных измерений реологических свойств горных пород, а по данным о поднятиях коры в областях, освободившихся от ледниковой нагрузки [Артюшков, 1979; Paulson et al., 2005; и др.]. Точно так же один из главных параметров, характеризующих деформационные свойства литосферы — ее эффективная упругая толщина, определяется не прямо, а по ширине изгиба этого слоя под влиянием поверхностных и глубинных нагрузок [Vugov, Diamant, 1995; и др.]. Хороший пример, подтверждающий сказанное — концепция тектоники плит. Она была сформулирована не на основе петрологических данных, а по распределению линейных магнитных аномалий на дне океанов, а также очагов землетрясений в коре и мантии вместе с их фокальными механизмами [McKenzie, Parker, 1967; Isaks et al., 1968; и др.]. Здесь мы фактически используем такой же подход, объясняя процессы, происходящие в глубоких осадочных бассейнах, опираясь на петрологические данные о взаимосвязи уплотнения пород с высокотемпературным метаморфизмом.

мом, выявленные при изучении реальных природных метаморфических комплексов, выведенных на поверхность.

Разработка корректной геодинамической модели образования глубоких и сверхглубоких бассейнов имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Из рассмотренных в настоящей статье подобных бассейнов Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины, южная часть Восточно-Баренцевской впадины и Мексиканский залив являются крупными нефтегазоносными бассейнами. Поскольку Северо-Баренцевская впадина и Северо-Чукотский прогиб относятся к тому же типу структур, в них тоже можно ожидать запасы углеводородов, измеряемые миллиардами тонн условного топлива.

В Северо-Баренцевской впадине на нескольких этапах проявлялись быстрые высокоамплитудные погружения земной коры, которые являются характерным признаком крупных нефтегазоносных бассейнов [Артюшков, 1993]. Сюда же относятся и крутые флексуры фундамента, существующие во впадине в ряде мест (см. рис. 9), а также крупные положительные структуры (см. рис. 10), которые могут быть ловушками для углеводородов. Эти данные также указывают на большую вероятность существования в Северо-Баренцевской впадине крупных запасов углеводородов.

Авторы выражают глубокую признательность С.П. Кориковскому за ценные дискуссии. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 12-05-00603а, а также программы 24 Президиума РАН и Программы 1 ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Артемов М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.

Артюшков Е.В. Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.

Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39—56.

Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 700—713.

Артюшков Е.В. Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1289—1306.

Артюшков Е.В. Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (1), с. 61—74.

Артюшков Е.В. Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растяжение литосферы или эклогитизация? // Геология и геофизика, 2010б, т. 51 (12), с. 1675—1886.

Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (6), с. 738—760.

Артюшков Е.В., Беэр М.А. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика, 1987 (11), с. 25—36.

Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 494—499.

Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // Геофизический журнал, 1990, т. 12, № 5, с. 60—67.

Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г., Кораго Е.А., Корчинская М.В., Куприянова Н.В., Пovyшева Л.Г., Преображенская Э.Н., Пчелина Т.М., Столбов Н.М., Суворова Е.Б., Супруненко О.И., Сулова В.В., Устинов Н.В., Устрицкий В.И., Фефилова Л.А. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология, теория и практика, 2009, т. 4, № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf

Богданов Н.А., Хаин В.Е. Тектоническая карта Баренцева моря и севера европейской части России. М-б 1:2500000. Объяснительная записка. М., Институт литосферы РАН, 1996, 94 с.

Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспективности нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2007, № 2, с. 1—37. www.ngtp.ru/

Виноградов А.В. Строение пермского и триасового отложений Баренцева моря по материалам сейсморазведки // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1987, № 12, с. 74—86.

Гаврилов В.П., Гибшман Н.Б., Карнаухов С.М., Холодилов В.А., Цемкало В.М., Шамалов Ю.В. Биостратиграфия и литофации нефтегазоносных отложений Баренцево-Карского региона. М., Недра, 2010, 255 с.

- Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В.** Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М., Недра, 2004, 344 с.
- Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000. Лист S-1, 2 — Чукотское море. Объяснительная записка / В.А. Виноградов, Ю.В. Горячев, В.И. Чухонцев. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2005, 64 с.
- Грамберг И.С.** Баренцевоморский пермотриасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. РАН, 1997, т. 352, № 6, с. 789—791.
- Григорьева Б.М., Шлыкова В.В., Черников С.Ф.** Новые данные о геологическом строении северной части баренцевоморского шельфа // Разведка и охрана недр, 2009, № 7, с. 9—15.
- Добрецов Н.Л., Полянский О.П.** О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизации? // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (12), с. 1687—1696.
- Кабан М.К.** Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии: 1. Мантийные и изостатические аномалии силы тяжести // Российский журнал наук о Земле, 2001, т. 3, № 2, с. 143—163.
- Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М.** Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения, 2013, № 55, с. 5—20.
- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Казаненков В.А., Карзбин В.В., Махнева Е.Н., Ямковая Л.С.** Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженновской свиты (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1477—1491.
- Коржинский Д.С.** Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. Петрография. М., Изд-во МГУ, 1976, ч. 1, с. 117—129.
- Кориковский С.П.** Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979, 264 с.
- Кориковский С.П.** Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600—700 °С // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1352—1366.
- Кориковский С.П.** Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология, 2009, т. 17, № 4, с. 339—354.
- Леончик М.И., Сенин Б.В.** Перспективы нефтегазоносности палеозойских карбонатов в Российском секторе Баренцева моря // Нефтегазовая геология, теория и практика, 2010, т. 5, № 4. http://www.ngtp.ru/rub/5/43_2010.pdf
- Мкртчян О.М.** О строении баженновской свиты // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 3, с. 700—705.
- Полякова И.Д., Кроль Л.А., Пероззио Г.Н., Предтеченская Е.А.** Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженновской свиты // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 240—251.
- Рейндер П.А., Венстрем Е.К.** Влияние среды и адсорбционных слоев на пластическое течение металлов // Изв. ОМЭН, Сер. физ., 1937, № 4/5, с. 531—550.
- Сальников Д.И., Траскин В.Ю.** Основы физико-химической геомеханики // Исследования тектонического деформирования. М., Наука, 1987, с. 33—83.
- Соболев С.В., Бабейко А.Ю.** Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли, 1994, № 11, с. 3—19.
- Хлебников П.А., Беленький В.Я., Пешкова И.Н., Казанин Г.С., Шкарубо С.И., Павлов С.П., Шлыкова В.В.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борта Северо-Баренцевской впадины // Разведка и охрана недр, 2009, № 4, с. 13—20.
- Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р.** Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверзов // Геотектоника, 2008, т. 42, № 2, с. 55—67.
- Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.** Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты, КНЦ РАН, 1998, 308 с.
- Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.** Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. т. I. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты, КНЦ РАН, 2010, 266 с.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.** Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста // Докл. РАН, 2011, т. 439, № 3, с. 376—382.
- Allen P.A., Allen J.** Basin analysis. Principles and applications. Oxford, Blackwell Publishing, 2005, 550 p.

- Artemjev M.E., Artyushkov E.V.** Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 1197—1211.
- Artemieva I.M., Thybo H.** Moho depth and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region // *Geoph. Res. Abstracts*, 2013. Vol. 15, EGU2013-1791, <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2013/EGU2013-1791.pdf>.
- Artyushkov E.V.** Rifts and grabens // *Tectonophysics*, 1987, v. 133, p. 321—331.
- Artyushkov E.V., Baer M.A.** Mechanism of continental crust subsidence in the Alpine Belt // *Tectonophysics*, 1984, v. 108, p. 193—228.
- Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D.L.** The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // *Geophys. J. Intern.*, 2000, v. 143, p. 752—776.
- Baird D.J., Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D., Nelson K.D.** Upper-mantle reflectivity beneath the Williston basin, phase-change Moho, and the origin of intracratonic basins // *Geology*, 1995, v. 23, p. 421—434.
- Barton P., Wood R.** Tectonic evolution of the North Sea Basin: crustal stretching and subsidence // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1984, v. 79, p. 987—1022.
- Beaumont C.** Foreland basins // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1981, v. 65, p. 291—329.
- Bird D.E., Burke K., Hall S.A., Casey J.F.** Gulf of Mexico tectonic history: hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution // *AAPG Bulletin*, 2005, v. 89, № 3, p. 311—328.
- Brunet M.F., Volozh Y.A., Antipov M.P., Lobkovsky L.I.** The geodynamic evolution of the Precaspian basin (Kazakhstan) along a north-south section // *Tectonophysics*, 1999, v. 313, p. 85—106.
- Burov E.B., Diament M.** The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean? // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B 3, p. 3905—3928, doi: 10.1029/94JB02770.
- Christensen N., Mooney W.** Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 9761—9788.
- Cloetingh S., Kooi H.** Intraplate stresses and dynamical aspects of rifted basins // *Tectonophysics*, 1992, v. 215, p. 167—185, doi:10.1016/0040-1951(92)90080-P.
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.** Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // *Petrol. Geol. Conference series 2010*, v. 7, p. 591—619.
- Ebbing J., Braitenberg C., Wienecke S.** Insights into the lithospheric structure and tectonic setting of the Barents Sea region from isostatic considerations // *Geophys. J. Int.*, 2007, v. 171, p. 1390—1403. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03602.x.
- Eclogite facies rocks** / Ed. D.A. Carswell. Glasgow, Blackies and Son, 1990.
- Faleide J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen Ø., Wilson J., Eldholm O.** Structure and evolution of the continental margin of Norway and the Barents Sea // *Episodes*, 2008, v. 31, № 1, p. 82—91.
- Ferry J.M.** A historical review of metamorphic fluid flow // *J. Geoph. Res.*, 1994, v. 99, p. 15487—15498.
- Gac S., Huismans R.S., Podladchikov Yu.Yu., Faleide J.Y.** On the origin of the ultradeep East Barents Sea basin // *J. Geophys. Res.*, 2012, v. 117, B04401. Doi: 10.1029/2011JB008533, 2012.
- Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R.** Formation velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic traps // *Geophysics*, 1974, v. 39, № 6, p. 770—780.
- Hamdani Y., Mareschal J.C., Arkanihamed J.** Phase-change and thermal subsidence of the Williston Basin // *Geophys. J. Int.*, 1994, v. 116, p. 585—597, doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03282.x.
- Haxby W.F., Turcotte, D.L., Bird J.M.** Thermal and mechanical evolution of Michigan Basin // *Tectonophysics*, 1976, v. 36, p. 57—75, doi:10.1016/0040-1951(76)90006-8.
- Huismans R.S., Podladchikov Y.Y., Cloetingh S.A.P.L.** Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, p. 11271—11292.
- Holt P.J., Allen M.B., van Hunen J., Bjørnseth H.M.** Lithospheric cooling and thickening as a basin forming mechanism // *Tectonophysics*, 2010, v. 495, p. 184—194.
- Isaks B., Oliver J., Sykes L.R.** Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p. 5855—5899.
- Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Y.V.** Deep seismic investigation across the Barents-Kara region and Novozemelsky Fold Belt (Arctic Shelf) // *Tectonophysics*, 2006, v. 420, p. 123—140.
- Ivanova N.M., Sakulina T.S., Belyaev I.V., Matveev Yu.I., Roslov Yu.V.** Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results // *Arctic Petroleum Geology* / Eds. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen. Geol. Soc. London, Memoirs, 2011, v. 35, p. 209—221.

- Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M.** Active tectonics of the South Caspian Basin // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 214—245.
- Kaban M.K., Schwintzer P., Reigber Ch.** A new isostatic model of the lithosphere and gravity field // *J. Geodesy*, 2004, v. 78, p. 368—385.
- Kaminski E., Jaupart C.** Lithosphere structure beneath the Phanerozoic intracratonic basins of North America // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 178, p. 139—149.
- Kennedy G.C.** The origin of continents, mountain ranges, and ocean basins // *Amer. Sci.*, 1959, v. 47, p. 491—504.
- Kostyuchenko S.L., Egorkin A.V., Solodilov L.N.** Structure and genetic mechanisms of the Precambrian rifts of the East-European Platform in Russia by integrated study of seismic, gravity, and magnetic data // *Tectonophysics*, 1999, v. 313 (1), p. 9—28.
- Kusznir N.J., Hunsdale R., Roberts A.M.** Timing of depth-dependent lithosphere stretching on the S. Lofoten rifted margin offshore Mid-Norway: pre-breakup or post-breakup? // *Basin Res.*, 2004, v. 16, p. 279—296, doi: 10.1111/j.1365-2117.2004.00233.x.
- Lavier L.L., Manatschal G.** A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins // *Nature*, 2006, v. 440, p. 324—328.
- Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.** Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere. Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic margin and adjacent landmasses // *GSA Spec. Pap.*, 2002, v. 360, p. 333—358.
- Le Pichon X., Sibuet J.C.** Passive margins: a model of formation // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 3708—3720.
- Levshin A.L., Schweitzer J., Weidle C., Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.** Surface wave tomography of the Barents Sea and surrounding region // *Geophys. J. Int.*, 2007, v. 170 (1), p. 441—459.
- Mareschal J.C., Lee C.K.** Initiation of subsidence in a sedimentary basin underlain by a phase change // *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1983, v. 74, p. 689—712.
- McKenzie D.** Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 25—32.
- McKenzie D.P., Parker R.L.** The North Pacific: an example of tectonics on a sphere // *Nature*, 1967, v. 216, p. 1276—1280.
- McKenzie D., Nimmo F., Jackson J.A., Gans P.B., Miller E.L.** Characteristics and consequences of flow in the lower crust // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, p. 11.029—11.046.
- Mooney W.D., Kaban M.K.** The North American upper mantle: density, composition, and evolution // *J. Geophys. Res.*, 2010, v. 115, B12424, doi:10.1029/2010JB000866.
- Motavalli-Anbaran S.-H., Zeyen H., Brunet M.-F., Erdestani V.E.** Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran and surrounding areas from integrated geophysical modeling // *Tectonics*, v. 30, TC5012, doi:10.1029/2011TC002934, 2011.
- Nettles M., Dziewonski A.M.** Radially anisotropic shear velocity structure of the upper mantle globally and beneath North America // *J. Geophys. Res.*, 2008, v. 113, B02303, doi:10.1029/2006JB004819.
- O'Connell R.J., Wasserburg G.J.** Dynamics of submergence and uplift of a sedimentary basin underlain by a phase-change boundary // *Rev. Geophys.*, 1972, v. 10, p. 335—368, doi:10.1029/RG010i001p00335.
- Paulson A., Zhong S., Wahler J.** Model of postglacial rebound with lateral viscosity variations // *Geophys. J. Intern.*, 2005, v. 163, p. 357—371.
- Pinet B., Montadert L., Mascle A., Cazes M., Bois C.** New insight on the structure and the formation of sedimentary basins from deep seismic profiling in Western Europe / Eds. J. Brooks, K.W. Glenne // *Petrol. Geol. North-West Europe*. London, Graham and Trotman, 1987, v. 1, p. 11—31.
- Ritzmann O., Faleide J.I.** The crust and mantle lithosphere in the Barents/Kara Sea region // *Tectonophysics*, 2009, v. 470, p. 89—104.
- Ritzmann O., Maerklin. N., Faleide J.I H., Bungum H., Mooney W.D., Detweiler S.T.** A three-dimensional geophysical model of the crust of the Barents Sea region: model construction and basement characterization // *Geophys. J. Int.*, 2007, v. 170, p. 417—435.
- Roslov Y.V., Sakoulina T.S., Pavlenkova N.I.** Deep seismic investigations in the Barents and Kara Sea // *Tectonophysics*, 2009, v. 472, p. 301—308.
- Royden L.H.** The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // *Tectonics*, 1993, v. 12, p. 303—325.
- Salvador A.** Origin and development of the Gulf of Mexico Basin / Ed. A. Salvador. The Gulf of Mexico Basin // *Geol. Soc. Amer.*, 1991, v. J, p. 389—444.

Semprich J., Simon, N.S.C., Podladchikov Y.Y. Density variations in the thickened crust as a function of pressure, temperature, and composition // *Int. J. Earth Sci.*, 2010, v. 99, p. 1487—1510. doi:10.1007/s00531-010-0557-7.

Spear F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // *Miner. Soc. Amer. Monograph*, 1993, 799 p.

Watts A.B. Isostasy and flexure of the lithosphere. Cambridge, Cambridge University Press, 2001, 458 p.

Worsley D. The post-Caledonian development of Svalbard and the western Barents Sea // *Polar Res.*, 2008, v. 27, p. 298—317. DOI:10.1111/j.1751-8369.2008.00085.x.

Zanin Y.N., Eder V.G., Zamirailova A.G. Composition and formation environments of the Upper Jurassic—Lower Cretaceous black shale Bazhenov Formation (the central part of the West Siberian Basin) // *Marine Petrol. Geol.*, 2008, v. 25, p. 289—306.

Ziegler P.A. North Sea rift system // Ed. P.A. Ziegler. *Geodynamics of rifting*, Vol. I. Case history studies on rifts: Europe and Asia // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 55—75.

Ziegler P.A., Van Hoorn B. Evolution of the North Sea Rift / Eds. A.J. Tankard, H.R. Balkwill. *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic*. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 1989, v. 46, p. 471—500.

*Поступила в редакцию
18 февраля 2013 г.*