

**МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ БАРЕНЦЕВСКОГО ПРОГИБА****Е.В. Артюшков***Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Бол. Грузинская, 10, Россия*

Баренцевский прогиб глубиной до 16—20 км — один из самых глубоких осадочных бассейнов на Земле. В его восточной части (в Восточно-Баренцевской мегавпадине) залегает сильно утоненная консолидированная кора с высокими скоростями продольных волн, которую часто относят к океаническому типу. Мощность залегающих на ней осадков значительно выше, чем это необходимо для заполнения океанической впадины. До 10—12 км осадков здесь накопились уже после того, как погружение океанической коры должно было бы закончиться. Под разделом Мохо залегает слой пород толщиной ~20 км со скоростями продольных волн, промежуточными между значениями, типичными для коры и для мантии и характерными для гранатовых гранулитов и эколгитов. По химическому составу эти тяжелые породы основного состава относятся к земной коре. Поэтому общая толщина консолидированной коры, включая породы, расположенные как выше, так и ниже раздела Мохо, оказывается весьма значительной (35—40 км), что указывает на ее континентальную природу. При ограниченной глубине сейсмического профилирования (12—14 км) здесь можно допустить растяжение литосферы до 10—15 %, но нельзя проверить, имело ли оно место. В любом случае, основное погружение в мегавпадине было обусловлено уплотнением пород в нижней коре за счет фазовых переходов.

На большей части Баренцевского прогиба утоненная кора включает гранитный слой. Ее крупное погружение обычно объясняют сильным растяжением литосферы. Анализ сейсмогеологических профилей показывает, что на основной части площади растяжение континентальной коры было слабым. Оно обеспечивало лишь до 5 % погружения коры, которое было также обусловлено главным образом фазовыми переходами в нижней коре. Вблизи границы между ранней и средней пермью, а также в поздней юре в прогибе имели место быстрые погружения с образованием относительно глубоководных впадин. С этими погружениями было связано образование Баренцевского нефтегазоносного бассейна.

*Строение коры и ее природа, механизмы погружения, интенсивность растяжения, фазовые переходы, нефтегазоносность, Баренцево море.*

**THE FORMATION MECHANISMS OF THE BARENTS BASIN****E.V. Artyushkov**

The 16—20 km deep Barents basin is among world deepest sedimentary basins. Its eastern part occupied by the East Barents subbasin develops upon very thin consolidated crust with high  $P$  velocities. It is often interpreted as oceanic crust, though the thickness of sediments (up to 10—12 km) accumulated after the subsidence of oceanic crust would have exceeded the amount necessary to fill an oceanic basin. The Moho is underlain by an ~20 km thick layer of heavy mafic rocks with crustal chemical signatures and  $P$  velocities typical of garnet granulite and eclogite, intermediate between crustal and mantle velocities. Thus, the total thickness of consolidated crust, including the rocks above and below the Moho, amounts to 35—40 km and indicates its continental origin. A lithospheric extension of 10—15 % can be hypothesized but cannot be verified because the available depth of seismic profiling is limited to 12—14 km. Most of subsidence in the East Barents basin was caused by phase-change consolidation of the lower crust anyway.

A granitic layer is present in the thin crust over the greatest part of the Barents basin. Its large-scale subsidence is commonly explained by strong lithospheric extension but this explanation contradicts the seismogeological evidence that extension was weak almost throughout the basin. It can allow for only 5 % of subsidence which was to the greatest extent caused by phase change in the lower crust. Rapid subsidence at the Early/Middle Permian boundary and in the Late Jurassic produced relatively deep seas providing a favorable environment for the formation of the Barents petroleum province.

*Crust structure and origin, subsidence mechanisms, intensity of extension, phase change, petroleum potential, Barents Sea*

**ВВЕДЕНИЕ**

На континентах и их окраинах расположен ряд глубоких прогибов, где мощность осадочного чехла достигает ~15—20 км: Баренцевский прогиб, Прикаспийская, Южно-Каспийская и Черноморская впадины и многие другие осадочные бассейны. В их внутренних частях консолидированная кора часто утонена до ~12—15 км и отличается повышенными скоростями упругих волн. Поэтому некоторые исследователи рассматривают ее как базальтовую океаническую кору, образовавшуюся в процессе спрединга [1—5], другие считают, что это континентальная кора, утоненная в процессе рифтогенеза [6, 7 и др.]. Рифтогенез обычно предполагается в качестве причины погружения и на склонах прогибов, где

мощность осадочного чехла достигает 10—15 км и более, но кора включает в себя гранитный слой [1, 6—8 и др.].

В осадочных бассейнах глубиной 10—15 км кора обычно включает и гранитный слой, как, например, в Вилуйском прогибе и на севере Западной Сибири. В некоторых местах в них присутствуют грабены, однако среднее растяжение коры в прогибах обычно много меньше того, которое необходимо для объяснения наблюдаемого утонения коры и ее погружения [9]. В таких условиях крупное погружение коры могло быть обеспечено только за счет фазового перехода габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты или эклогит.

Многие глубокие прогибы были сильно смяты и вошли в состав складчатых поясов. Сюда относятся, например, Бельско-Елецкий прогиб на Урале, погружавшийся с позднего протерозоя до среднего палеозоя [9, 10], и Верхояно-Колымский, развивавшийся с позднего протерозоя до юры [9, 11]. В нижней части осадочного чехла в них залегают мощные толщи мелководных осадков (до ~15 км), накапливавшиеся в течение ~1 млрд лет на медленно погружавшейся континентальной коре. Судя по отсутствию в осадках характерных деформаций, сильного растяжения в прогибах не было. В глубоких осадочных бассейнах на континентальных склонах пассивных океанических окраин часто наблюдается умеренное растяжение (~10—40 %), однако им обусловлена лишь небольшая часть общего утонения коры и ее погружения [9, 12]. Внутри континентов также существует много рифтовых впадин (например, оз. Байкал, Танганьика и оз. Фен-Вей в Северном Китае), где проявилось умеренное растяжение; однако основное погружение коры было обусловлено другими процессами [9, 13].

Глубокие осадочные бассейны покрывают значительную часть площади континентов и их окраин. Осадки таких бассейнов в основном слагают складчатые пояса. Поэтому механизм образования глубоких прогибов внутри континентов и на их окраинах представляет большой интерес для понимания процессов, формирующих земную кору. С рядом глубоких прогибов связаны крупные нефтегазоносные бассейны, например Персидского залива, Западной Сибири, Прикаспия и Баренцева моря. В связи с этим изучение основных закономерностей и физических механизмов образования таких структур важно для повышения надежности поиска нефти и газа.

Погружение коры в осадочных бассейнах бывает обусловлено фазовыми переходами в нижней коре [9, 14 и др.] и растяжением литосферы [15, 16 и др.]. Поэтому можно ожидать, что в указанных выше глубоких прогибах проявлялись оба процесса, но с разной интенсивностью в разных областях. Для выявления относительной роли данных механизмов в образовании каждого конкретного прогиба, а также наличия или отсутствия в них океанической коры требуется специальный анализ. В настоящей работе с этой точки зрения рассматривается Баренцевский прогиб.

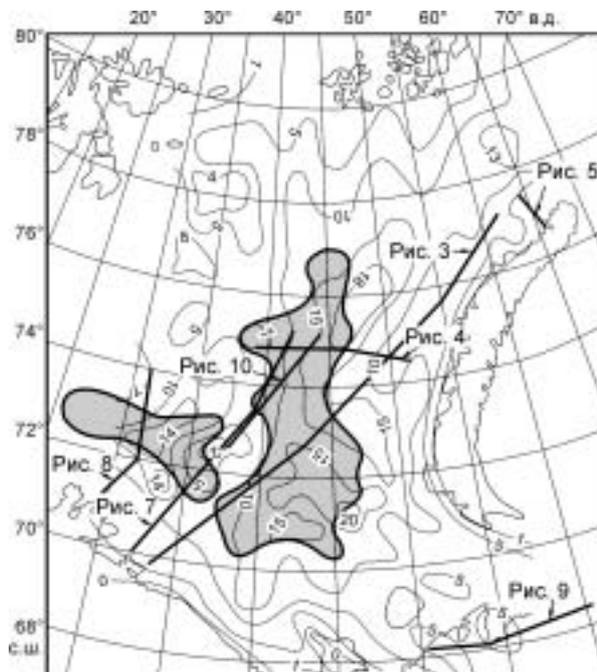
## ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

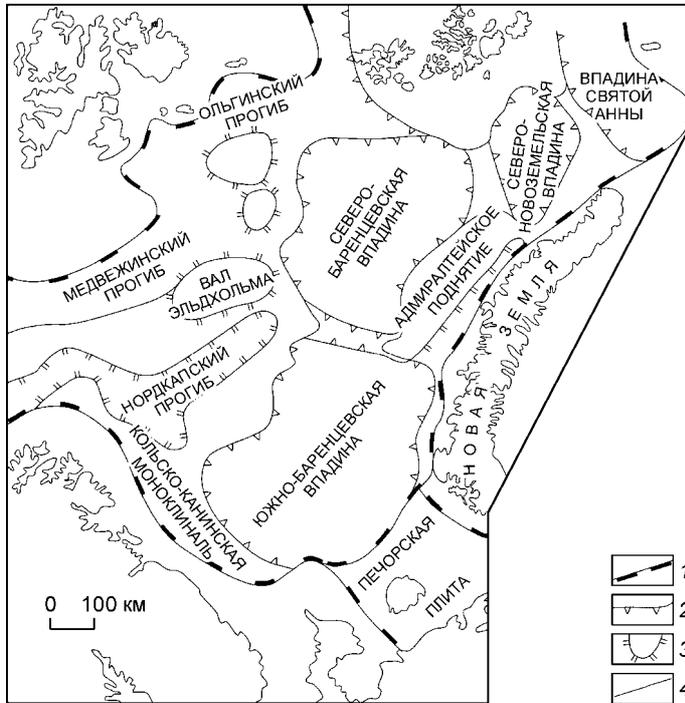
Баренцевский прогиб (рис. 1) — один из самых глубоких осадочных бассейнов на Земле [4, 6—8, 17]. В его восточной части расположена Восточно-Баренцевская мегавпадина глубиной до 18—20 км, в составе которой выделяют Южно- и Северо-Баренцевскую впадины, разделенные Лудловской перемычкой, а также Северо-Новоземельскую впадину (рис. 2). В западной части прогиба мощность осадков фанерозоя в большинстве мест не превышает 10—12 км, но в некоторых местах под ними выделяются осадки протерозоя с глубиной подошвы до 15—18 км.

На основной части Баренцевского прогиба консолидированная кора в себя включает гранитный слой и относится к континентальному типу [19]. В Восточно-Баренцевской мегавпадине, а также в грабенах Нордкапском и Варангер консолидированная кора над разделом Мохо утонена до 10—16 км. Гранитный слой, по сейсмическим данным, в ней обычно не выделяется, и поэтому ее часто относят к океаническому или субокеаническому типу (см. рис. 1)

**Рис. 1. Мощность осадков (км) в Баренцевском прогибе (по [6, 7] с изменениями).**

Серая заливка — область распространения „безгранитной“ коры.





**Рис. 2. Основные структурные элементы Баренцевого прогиба (по [18] с изменениями).**

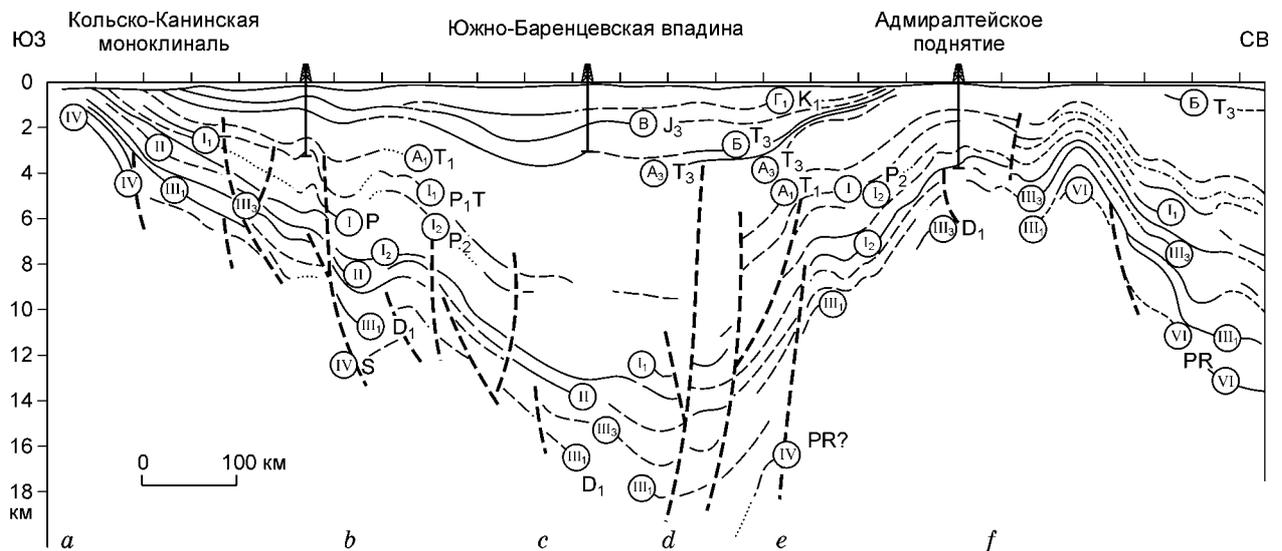
Границы структур: 1 — надпорядковых, 2 — первого, 3 — второго порядков; 4 — береговая линия.

[3, 4, 8]. Другие исследователи полагают, что в этих областях утоненная кора принадлежит к континентальному типу [6, 7].

В начале палеозоя Баренцевский регион представлял собой молодую платформу [20]. С этого времени и до позднего девона здесь накопилось от нескольких до 5—6 км осадков. Судя по перерыву и несогласию, нередко угловому, между отложениями верхнего девона и подстилающими осадками [7] в начале позднего девона произошло осушение области с размывом, за которыми последовала трансгрессия. На этом уровне сформировался выделяющийся в ряде областей опорный рефлексор  $III_3$  (рис. 3). В карбоне и начале перми на основной части прогиба отложились 1—2 км карбонатов (рис. 4). Формирование слоя

карбонатов такой толщины в обширной области указывает на существование в ней мелководных условий. В Восточно-Баренцевской мегавпадине кровля осадков карбона—ранней перми расположена на глубинах 12—15 км, что близко к концу записи сейсмических волн. Определить структуру и состав этих осадков здесь достаточно сложно, и нельзя исключить, что они представлены относительно глубоководными фациями [7].

Мелководные карбонаты были резко перекрыты терригенными клиноформами высотой ~1 км (рис. 5) на рубеже карбона и перми на востоке бассейна и на рубеже ранней и поздней перми на юге [7, 18]. Верхняя граница клиноформ находилась на уровне шельфа, а нижняя — у дна бассейна. С учетом последующего уплотнения клиноформ (обычно ~30%), глубина воды в прогибе превышала 1 км. К концу перми глубоководный прогиб был заполнен терригенными осадками [6, 7]. В Восточно-Баренцевской мегавпадине их мощность достигает 3—5 км (см. рис. 3, 4). В конце перми и в начале триаса неоднократно происходило осушение бассейна.

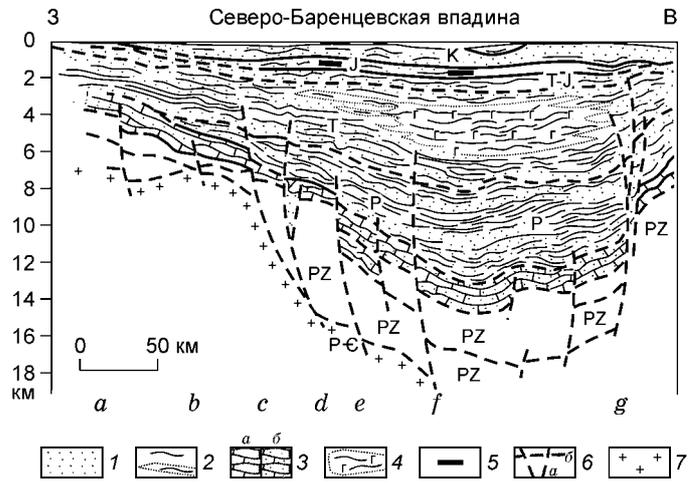


**Рис. 3. Сейсмогеологический разрез вдоль Восточно-Баренцевской мегавпадины (по [7] с изменениями).**

Расположение разрезов см. на рис. 1. *a-f* — здесь и далее границы интервалов на профиле; буквы и римские цифры в кружках — отражающие горизонты, соответствующие подошве стратиграфических интервалов.

**Рис. 4. Сейсмогеологический разрез через Северо-Баренцевскую впадину (по [6] с изменениями).**

1 — песчаник; 2 — глины; 3 — карбонаты (а), песчанистые карбонаты (б); 4 — вулканиты; 5 — углистые прослои; 6 — разломы (а), рефлекторы в осадочном чехле и граница фундамента (б); 7 — докембрийский фундамент.



С триаса и до середины мела продолжалось терригенное осадконакопление. За это время в Восточно-Баренцевской мегавпадине накопилось до 10—11 км осадков, из них 4—7 км образовались в триасе и 3,5—4,5 км — в юре и раннем мелу. В западной части Баренцевского прогиба мощность мезозоя не превышает нескольких километров.

В поздней юре на мелководном шельфе произошло резкое углубление бассейна на несколько сотен метров (до полукилометра). В застойных условиях в нем отлагались черные сланцы. В Восточно-Баренцевской мегавпадине глубина их залегания составляет 2—2,5 км. В раннем мелу черные сланцы были перекрыты терригенными клиноформами. В конце мела произошло поднятие, в результате чего были эродированы 1,5—2 км осадков. После этого погружение практически прекратилось.

### РАСТЯЖЕНИЕ В ПРОГИБАХ, ОБРАЗОВАННЫХ ЭТИМ МЕХАНИЗМОМ

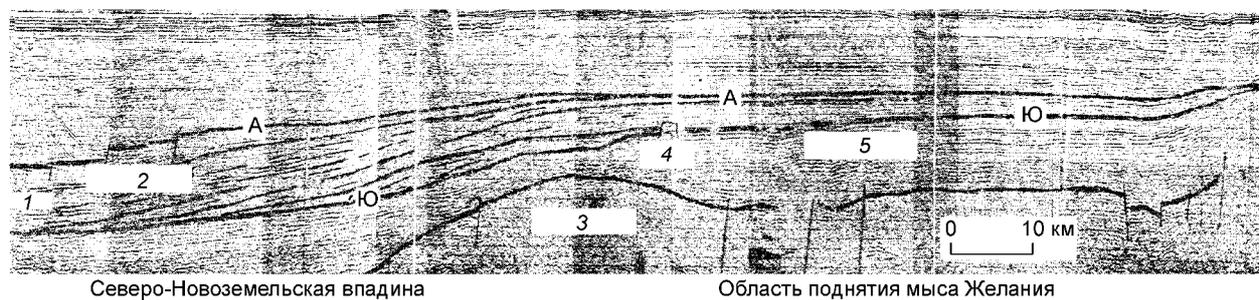
В Баренцевском прогибе существуют многочисленные сбросы (см. рис. 3 и 4). Отсюда на качественном уровне обычно делается вывод о том, что прогиб образован растяжением континентальной литосферы [6, 7], а в его наиболее глубоких частях, возможно, и спредингом [4, 8]. Образование сбросов действительно указывает на растяжение литосферы. Это, однако, не означает, что растяжение было достаточным, чтобы обеспечить наблюдаемое погружение. В работе [21] указано, что растяжение в Баренцевском прогибе не превышало 9 % в последние 500 млн лет и 20 % в более ранние эпохи, но какого-либо обоснования этой оценки не приведено. Оценим, какая интенсивность растяжения  $\beta$  (отношение конечной ширины растянутой области  $L$  к ее начальной ширине  $L_0$ ,  $\beta = L/L_0$ ) была бы необходима для обеспечения погружения коры в Баренцевском прогибе. Мощность осадков ( $h_{oc}$ ), заполнивших прогиб, возникший вследствие растяжения платформенной литосферы, составит [9]

$$h_{oc} \approx 26(1 - 1/\beta) \text{ км.} \quad (1)$$

На западе прогиба структура осадков в ряде мест надежно разрешается до глубины  $h_{oc} \sim 18\text{—}20$  км. Для погружения на такую глубину за счет растяжения его интенсивность должна быть очень высокой ( $\beta \sim 3,3\text{—}4,3$ ). На востоке четкое разрешение достигается до глубины 12—14 км. Чтобы образовать растяжением осадочный бассейн с такой глубиной, нужно растянуть литосферу достаточно сильно, т. е. в  $\beta \sim 1,9\text{—}2,2$  раза.

ССЗ

ЮЮВ



**Рис. 5. Временной разрез МОВ ОГТ через восточный склон Северо-Новоземельской впадины (по [18] с изменениями).**

1 — кратные волны; 2 — терригенные склоновые фации; 3 — фундамент; 4 — карбонатная постройка; 5 — карбонатные фации. А, Ю — отражающие горизонты, соответствующие кровле перми и подошве клиноформного комплекса, вероятно, расположенной вблизи подошвы перми.

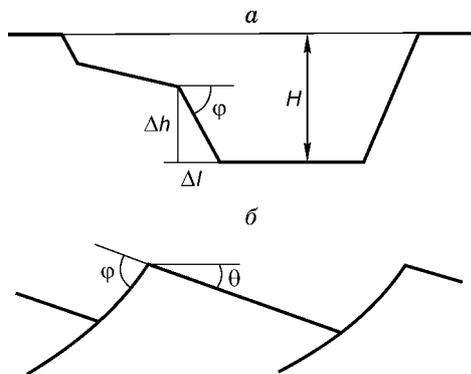


Рис. 6. Структуры синтетического (а) и антитетического (б) растяжения земной коры.

Абсолютная величина растяжения коры ( $\Delta L = L - L_0$ ) равна сумме горизонтальных смещений (растяжения) разновозрастных слоев или фундамента на всех сбросах. Растяжение на отдельном сбросе  $\Delta l = \Delta h \operatorname{ctg} \varphi$ , где  $\Delta h$  — смещение слоя вдоль сброса по вертикали, а  $\varphi$  — угол падения сброса (рис. 6,а). Сумма ( $\Sigma$ ) растяжения на всех сбросах

$$\Delta L = \Sigma \Delta l_i = \Sigma \Delta h_i \operatorname{ctg} \varphi_i. \quad (2)$$

Относительное растяжение

$$\varepsilon = \beta - 1 = \Delta L / (L - \Delta L). \quad (3)$$

Оценим растяжение коры в Баренцевском прогибе, используя ряд сейсмогеологических профилей. Растяжение  $\Delta L$  будем определять с помощью соотношения (2) по схеме рис. 6,а как сумму горизонтальных смещений (растяжения)  $\Delta l_i$  на всех разломах слоев осадков и фундамента, где он виден. Величины  $\Delta h$  и  $\varphi$  измеряются непосредственно на профилях с учетом большого различия вертикального и горизонтального масштабов.

### РАСТЯЖЕНИЕ В БАРЕНЦЕВСКОМ ПРОГИБЕ

**Юго-запад прогиба.** Глубина грабена в левой части профиля (рис. 7) достигает 17—18 км. Растяжение за счет смещений вдоль сбросов рефлектора на подошве  $R_1$  здесь составляет  $\Delta L = 26$  км. Начальная

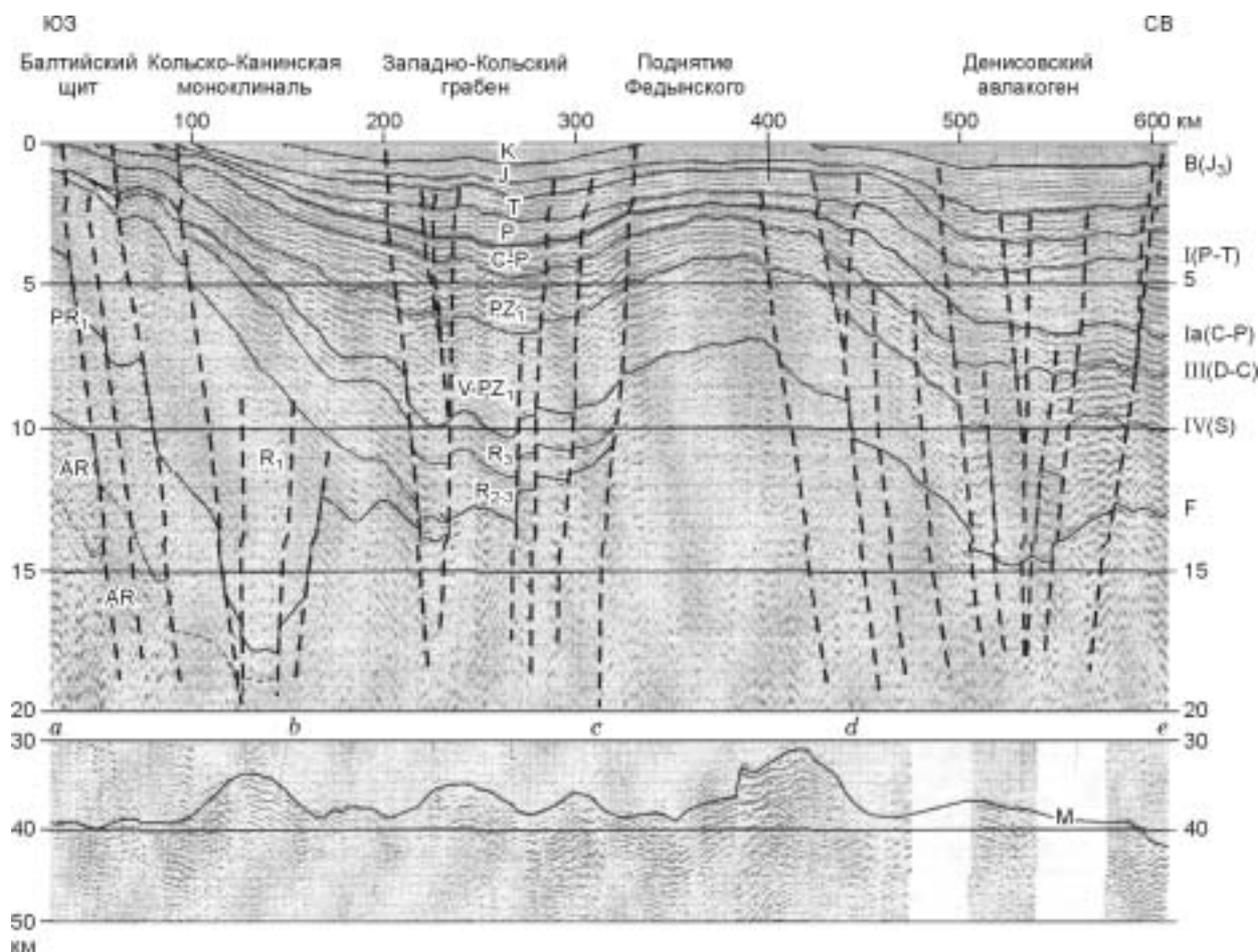
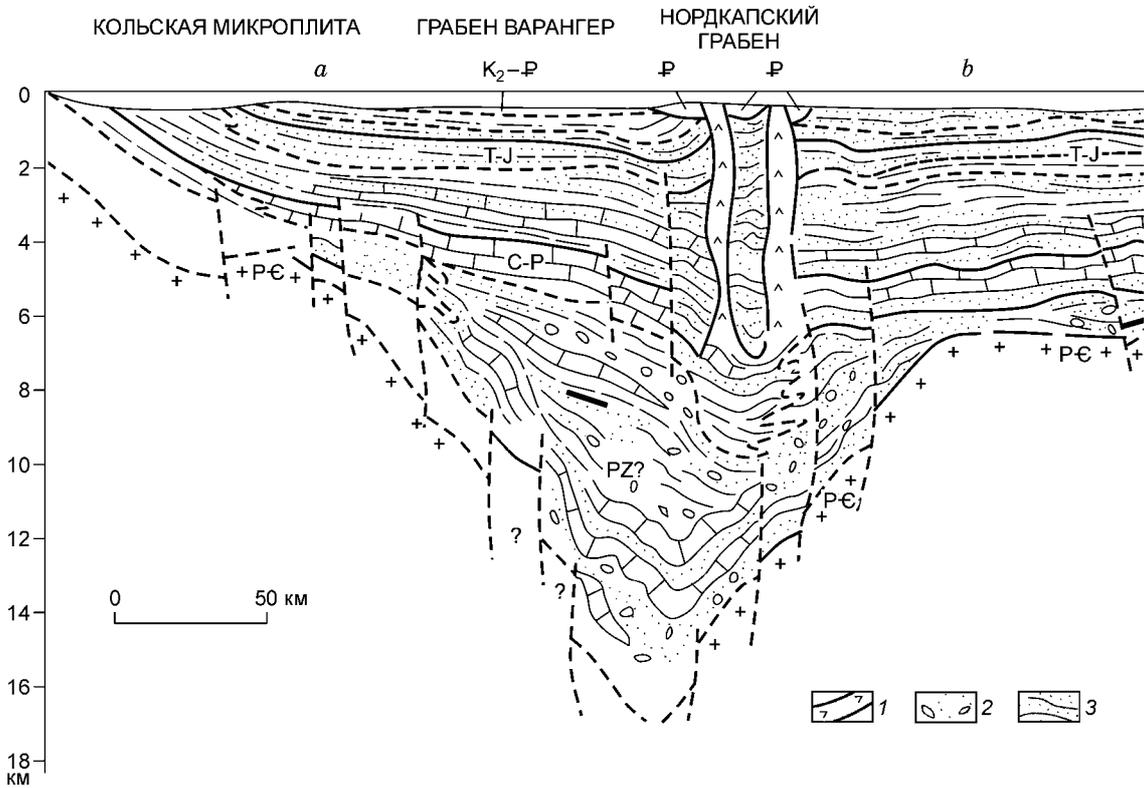


Рис. 7. Сейсмогеологический разрез по профилю Балтийский щит—Денисовский авлакоген (по [4] с изменениями).

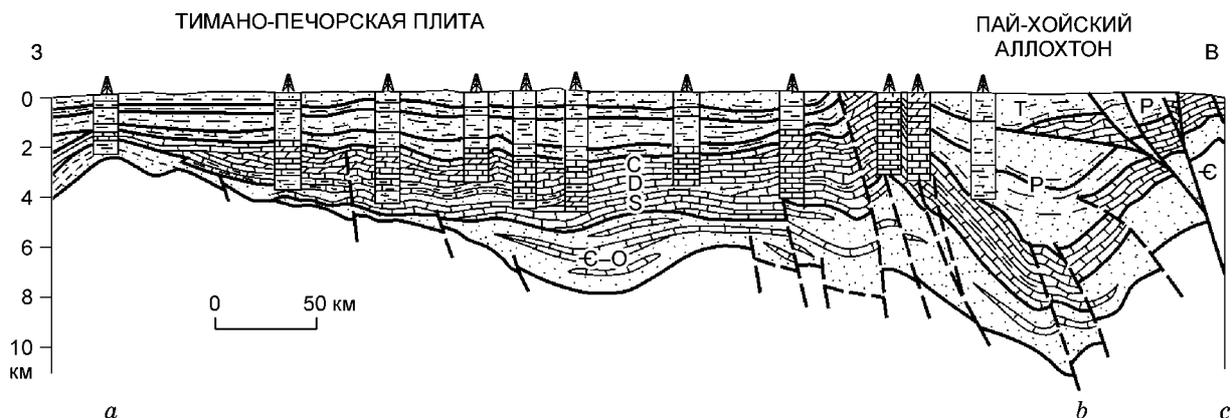


**Рис. 8. Сейсмогеологический профиль через грабен Варангер и окончание Нордкапского грабена (по [6] с изменениями).**

1 — соляные купола; 2 — терригенные грубые песчаные конгломераты; 3 — глинистые песчаники и песчаные алевролиты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

ширина участка  $L_0 = L - \Delta L = 139$  км. Интенсивность растяжения  $\beta = L/L_0 = 1,19$ . Согласно (1), растяжение обеспечивает погружение на 4,2 км. Основное растяжение на участке *ab* проявилось в раннем рифее, средняя мощность которого здесь примерно равна 6 км. Поэтому растяжение обеспечило около двух третей погружения коры в данную эпоху. Начиная со среднего рифея, погружение на участке *ab* происходило практически без растяжения. На подошве среднего рифея  $\Delta L$  не превышает 1—2 км, что соответствует  $\epsilon \sim 1\%$ .

Сильное растяжение в раннем рифее на участке *ab* было обусловлено большими вертикальными смещениями рефлектора на подошве  $R_1$  вдоль сбросов, что обеспечило и его большие горизонтальные смещения. На остальной части профиля смещения слоев вдоль сбросов невелики; соответственно и



**Рис. 9. Сейсмогеологический профиль через Тимано-Печорскую плиту и Пай-Хойский аллохтон (по [6] с изменениями).**

Усл. обозн. см. на рис. 4 и 8.

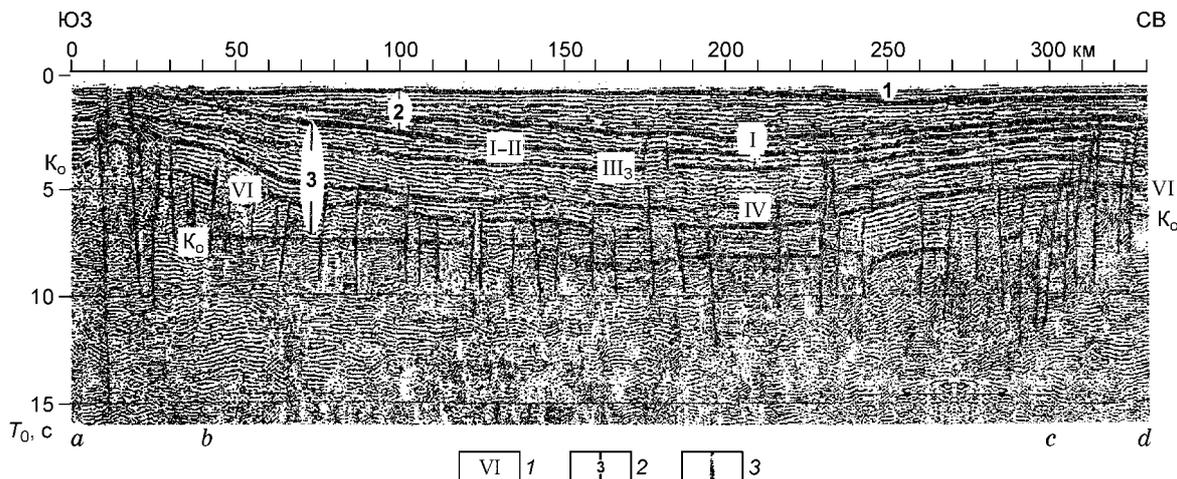
растяжение коры слабое. Так, на отрезке  $bc$  длиной 176 км — в Западно-Кольском грабене подошва среднего рифея растянута на  $\Delta L = 8$  км, что соответствует  $\epsilon \sim 5\%$ ,  $\beta = 1,05$ . Согласно (1), такое растяжение обеспечивает погружение на 1,2 км, в то время как средняя глубина прогиба здесь примерно равна 12,5 км. На отрезке  $cd$  длиной 135 км — на поднятии Федынского  $\Delta L = 1,2$  км,  $\epsilon \sim 1\%$ . В Денисовском авлакогене — на участке  $de$  на границе F, расположенной, по-видимому, внутри рифея  $\epsilon \sim 2\%$ . Это дает погружение  $\approx 500$  м при средней глубине авлакогена в  $h_{oc} \approx 13$  км. На подошве девона (граница III)  $\epsilon \sim 1,5\%$ .

Профиль, показанный на рис. 8, пересекает грабены Варангер и Нордкапский. Угол падения сбросов лежит в пределах  $37\text{—}53^\circ$ . Основная часть погружения осуществляется не столько в результате смещений фундамента вдоль сбросов, сколько за счет его наклона между ними. Поэтому растяжение оказывается небольшим. На участке  $ab$  со средней глубиной 10,5 км  $\epsilon \sim 2,3\%$ , что обеспечивает накопление лишь 600 м осадков.

**Тимано-Печорская плита.** Разрез через нее показан на рис. 9. На участке  $ab$  подошва фанерозоя (С—О) нарушена только небольшими взбросами и сбросами. Суммарное сжатие на взбросах составляет  $\sim 2,5$  км, а растяжение на сбросах равно  $\sim 1,5$  км. Общая деформация соответствует сжатию на  $\sim 1$  км. При длине участка  $ab$  в 520 км относительное сжатие ничтожно ( $\sim 0,2\%$ ). На востоке профиль пересекает надвиговые структуры Пай-Хоя. Образование передовых прогибов складчатых поясов часто объясняют упругим изгибом литосферы под нагрузкой тектонических покровов и под действием силы тяги со стороны субдуцированных плит [22 и др.]. Погружение коры при этом должно увеличиваться по направлению к складчатому поясу. На участке  $bc$  глубина прогиба быстро уменьшается к востоку, что исключает такую причину погружения.

**Восточно-Баренцевская мегавпадина.** Сейсмическое профилирование обеспечивает здесь надежное разрешение только до глубины 6 с. На глубинах, превышающих 12—14 км, строение слоев осадков и фундамента здесь может существенно отличаться от показанного на профилях. На профиле (см. рис. 3) фундамент в большинстве мест не показан, но хорошо видны горизонты III<sub>1</sub> (D<sub>1</sub>) и III<sub>3</sub> (D<sub>3</sub>) — подошва нижнего и верхнего девона. Эти горизонты смещены сбросами  $b$ ,  $c$ ,  $d$  и  $e$ . На участке  $be$  растяжение горизонта III<sub>1</sub> составляет  $\approx 1,9\%$  ( $\Delta L \approx 10$  км). Оно обеспечивает накопление  $\approx 500$  м осадков при средней глубине мегавпадины на данном участке в 13,5 км.

На субширотном профиле (см. рис. 4) через Северо-Баренцевскую впадину кровля карбонатов карбона—перми (С—Р) расположена на глубинах  $\leq 12\text{—}14$  км, где точность сейсмического профилирования достаточно высока. На участке  $ag$  на данной границе  $\epsilon = 1,1\%$ , а на подошве слоя карбонатов С—Р  $\epsilon = 1,7\%$ . Согласно (1), это обеспечивает накопление 430 м осадков при погружении с начала карбона на  $\sim 10$  км. Профиль (см. рис. 5) пересекает восточный склон Северо-Новоземельской впадины. Фундамент здесь прослеживается в восточной и средней части профиля до глубины  $\sim 6$  км. Он нарушен несколькими



**Рис. 10.** Временной разрез по профилю широкоугольного сейсмического профилирования через поднятие Федынского, западную окраину Южно-Баренцевской впадины и Лудловскую седловину (по [8] с изменениями).

$I$  — отражающие горизонты:  $I$  — подошва триаса,  $I\text{—}II$  — кровля карбонатов нижней перми или верхнего карбона,  $III_3$  — подошва верхнего девона,  $IV$  — подошва девона,  $V$  — подошва палеозоя,  $K_0$  — кристаллическое основание; 2 — интервал временного разреза и номер структурного этажа; 3 — тектонические нарушения.

сбросами, обеспечивающими растяжение ~1 %. В западной части профиля видна непрерывность кровли карбонатов, перекрытых клиноформами.

Профиль, представленный на рис. 10, начинается на поднятии Федынского и захватывает западную окраину Южно-Баренцевской впадины вплоть до Лудловской седловины. В его наиболее глубокой части фундамент  $K_0$  расположен на глубинах ~18—20 км (7,5—8 с). Растяжение фундамента  $\epsilon \leq 1$  % могло обеспечить погружение лишь на  $\leq 260$  м.

Отметим, что профили рис. 3 и 10 расположены под острым углом к оси Восточно-Баренцевской мегавпадины, растяжение же предполагается под прямым углом к этой оси. В этом направлении оно может в несколько раз превышать приведенные оценки, но остается тем не менее низким ( $\leq 5$  %). Профиль (см. рис. 4) перпендикулярен к оси мегавпадины, и растяжение с конца карбона здесь не превышает 2 %.

Отсутствие сильного растяжения отличает Баренцевский прогиб от областей интенсивного рифтогенеза. Растяжение литосферы связано в них с антитетическими деформациями, при которых блоки, ограниченные сбросами, запрокинуты в сторону от оси прогиба (см. рис. 6,б) [9]. Такие структуры распространены на континентальных склонах пассивных окраин, в грабенах Северного моря, в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе Северной Америки и во многих других областях (см., например, рис. 1.23; 2.30 в [9]). Угол наклона блоков  $\theta$  связан с интенсивностью растяжения  $\beta$  как [23]:

$$\beta \approx \sin \varphi / \sin (\varphi - \theta). \quad (4)$$

При  $\varphi \sim 45^\circ$  для образования впадины глубиной 10—12 км за счет растяжения в  $\beta = 1,6—1,9$  раза требуется наклон блоков  $\theta \sim 19—23^\circ$ . В Баренцевском прогибе наклонные (запрокинутые) блоки встречаются очень редко (см., например, рис. 27 в [17] и рис. 5.11 в [8]). На рис. 3—5, 7—10 и на многочисленных профилях, приведенных в других работах [4, 6—8 и др.], в большинстве мест ограниченные сбросами блоки субгоризонтальны или наклонены к наиболее глубоким частям прогиба. Это означает, что в прогибе преобладало синтетическое растяжение (см. рис. 6,а). Его интенсивность максимальна при горизонтальной поверхности блоков. Тогда на каждом склоне прогиба сумма вертикальных смещений блоков равна глубине прогиба  $H$  и  $\Delta L = 2H \operatorname{ctg} \varphi$ . На большинстве сбросов в нем  $\varphi \geq 45^\circ$ . Тогда  $\operatorname{ctg} \varphi \leq 1$  и  $\Delta L \leq 2H$ . Ширина  $L$  депрессий, на которые подразделяется прогиб, измеряется сотнями километров, что много больше  $2H$ . Тогда, как следует из (3), относительное растяжение мало:  $\epsilon \approx \Delta L / L \ll 1$ . Поэтому оно обеспечило лишь небольшую часть общего погружения коры.

В общем случае, чтобы обеспечить крупное погружение коры за счет растяжения, суммарная ширина разрывов фундамента или разновозрастных слоев осадков на сбросах должна быть сопоставима с суммарной шириной блоков, ограниченных сбросами. В Баренцевском прогибе в большинстве мест первая величина много меньше второй. Поэтому вклад растяжения в погружение коры в нем не превышает 5—10 %.

Разломы, пересекающие фундамент, проникают и в осадочный чехол с амплитудой смещений, уменьшающейся с омоложением осадков (см. рис. 3, 4, 7—10). Это означает, что слабое растяжение продолжалось на основной части эпохи развития погружения.

#### МЕХАНИЗМ ПОГРУЖЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ

На основной части площади Баренцевского прогиба, за пределами областей, где гранитный геофизический слой не выделяется (см. рис. 1) кора, заведомо, относится к континентальному типу. В отсутствие значительного растяжения фундамента можно было бы допустить, что ее погружение на величину  $h_{oc}$  обусловлено растяжением нижней коры. Тогда, как следует из условия изостатического равновесия, после тепловой релаксации литосферы подъем раздела Мохо ( $\Delta h_M$ ) составляет:

$$\Delta h_M \approx [(\rho_{нк} - \rho_{oc}) / (\rho_M - \rho_{нк})] h_{oc}, \quad (5)$$

где  $\rho_{нк}$  — плотность нижней коры,  $\rho_M$  — плотность мантии. Полагая  $\rho_{нк} = 2950$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_{oc} = 2600$  кг/м<sup>3</sup>, получаем  $\Delta h_M \approx 0,875 h_{oc}$ , т. е. подъем ( $\Delta h_M$ ) раздела М близок к мощности накопившихся осадков ( $h_{oc}$ ). Рассмотрим, например, профиль рис. 7. На участке  $ab$  величина  $h_{oc}$  достигает 18 км. Подъем раздела М по отношению к прилегающему Балтийскому щиту здесь в несколько раз меньше:  $\Delta h_M \sim 5—6$  км. На участке  $bc$ :  $h_{oc} \sim 13$  км,  $\Delta h_M \sim 4—5$  км, на  $ef$ , где  $h_{oc} = 15$  км,  $\Delta h_M$  составляет лишь 1—2 км. Лишь под наименее глубокой частью прогиба на участке  $de$  ( $h_{oc} = 7—8$  км)  $\Delta h_M$  сопоставимо с  $h_{oc}$  в правой части поднятия. В левой части этого участка  $\Delta h_M$  в несколько раз меньше  $h_{oc}$ . В других частях прогиба с корой континентального типа  $\Delta h_M$  также обычно в несколько раз меньше  $h_{oc}$  (см., например, рис. 5, 6 в [4]). Это означает, что погружение не было обусловлено растяжением нижней коры.

В отсутствие значительного растяжения крупное погружение континентальной коры могло произойти только за счет уплотнения пород в литосферном слое. В холодной платформенной литосфере уплотнение пород за счет их охлаждения и термоупругого сжатия уже не может обеспечить крупного погружения. В таких условиях крупное погружение возможно только вследствие фазового перехода габбро в базальтовом слое в более плотные гранатовые гранулиты или эклогиты [9]. В обширных областях, близких к изостатическому равновесию, для образования слоя осадков с плотностью  $\rho_{oc}$  и мощностью  $h_{oc}$ , в гранатовые гранулиты должен перейти слой габбро толщиной

$$h_{гб} = (\rho_{гг}/\rho_m) [(\rho_m - \rho_{oc})/(\rho_{гг} - \rho_{гб})] h_{oc}. \quad (6)$$

Здесь  $\rho_{гб}$  — плотность габбро,  $\rho_{гг}$  — плотность гранатовых гранулитов,  $\rho_m = 3350 \text{ кг/м}^3$  — плотность мантии. По мере увеличения интенсивности метаморфизма, скорости продольных волн ( $V_p$ ) в породах основного состава возрастают от значений 7,0—7,2 км/с, характерных для базальтового слоя, до значений 8,0—8,6 км/с, типичных также для мантии [24—26]. Значения  $V_p$  под разделом М в прогибе составляют 7,3—8,0 км/с [4, 8]. Такие скорости характерны для гранатовых гранулитов с плотностью, близкой к плотности мантии или превышающей ее [25]. Положим, что  $\rho_{гг} = 3400 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_{гб} = 2930 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_{oc} = 2600 \text{ кг/м}^3$ , тогда при  $h_{oc} = 10$ —12 км,  $h_{гб} = 14$ —17 км. Толщина слоя гранатовых гранулитов, образовавшихся из габбро,  $h_{гг} = (\rho_{гб}/\rho_{гг}) h_{гб} = 14$ —21 км. Эта оценка весьма условна. Тем не менее она показывает, что на основной части прогиба под разделом М должен располагаться мощный слой уплотненных пород основного состава, который с петрологической точки зрения относится к земной коре.

### КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ПОД ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОЙ МЕГАВПАДИНОЙ

Ряд исследователей предполагают, что под осадками здесь залегает кора океанического типа [3, 4, 8]. Этому противоречат, однако, огромная амплитуда погружения коры и история его развития. Средняя толщина океанической коры  $h_k^0 = 7$  км. На такой коре в океанических котловинах глубина воды  $h_b^0 = 5,0$ —5,5 км. Под Восточно-Баренцевской мегавпадиной средняя толщина консолидированной коры  $h_k^1 = 14$  км [7]. Превышение ее толщины по отношению к океаническим котловинам составляет  $\Delta h_k = h_k^1 - h_k^0 = 7$  км. Ширина мегавпадины велика, так что кора в ней близка к изостатически равновесному положению. В отсутствие осадков повышение толщины коры на  $\Delta h_k$  уменьшает глубину дна океанической впадины на

$$\Delta h_b = [(\rho_m - \rho_k)/(\rho_m - \rho_b)] \Delta h_k, \quad (7)$$

где  $\rho_k = 2900 \text{ кг/м}^3$  — плотность океанической коры,  $\rho_b = 1030 \text{ кг/м}^3$  — плотность морской воды. При  $\Delta h_k = 7$  км из (7) находим:  $\Delta h_b = 1,4$  км. В отсутствие осадков глубина океанической впадины была бы  $h_b^1 = h_b^0 - \Delta h_b = 3,6$ —4,1 км. В условиях изостатического равновесия мощность осадков, необходимая для заполнения впадины,

$$h_{oc} = [(\rho_m - \rho_b)/(\rho_m - \rho_{oc})] h_b^1. \quad (8)$$

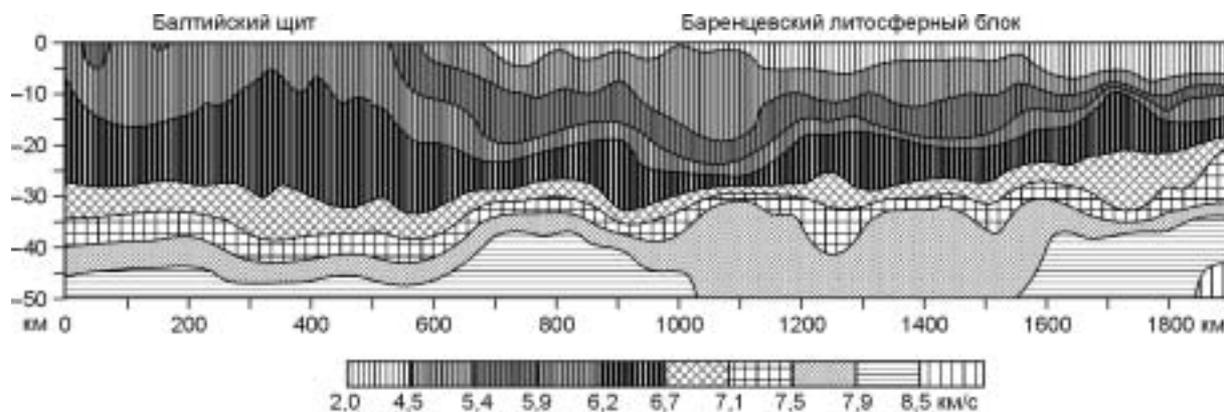


Рис. 11. Сейсмотомографический разрез по профилю ГСЗ—Ковдор—ГСЗ-76 (по [8] с изменениями).

Полагая здесь  $\rho_{oc} = 2600 \text{ кг/м}^3$ ,  $h_b^1 = 3,6\text{—}4,1 \text{ км}$ , находим, что  $h_{oc} = 11,1\text{—}12,7 \text{ км}$ . Это значительно меньше мощности осадков в Восточно-Баренцевской мегавпадине (до 18—20 км). Более того, кора и мантия под ней нагреты сильнее, чем под океаническими котловинами [27, 28]. В таких условиях мощность осадков, необходимая для заполнения впадины на океанической коре, была бы еще меньше.

Большая глубина мегавпадины исключает и существование в ней коры субокеанического типа [29], возникшей за счет интрузий базальтовых магм в сильно утоненную континентальную кору. Средняя плотности такой коры ниже плотности океанической. При одинаковой толщине коры для заполнения впадины на субокеанической коре требуется еще меньше осадков, чем в случае океанической.

Чтобы обеспечить крупное погружение континентальной коры, в ее нижней части должен образоваться мощный слой пород, более плотных, чем мантийные перидотиты. Такую высокую плотность в больших объемах имеют только глубоко метаморфизованные гранатовые гранулиты и эклогиты со скоростями продольных волн, близкими к  $V_p$ , типичным для мантии [25, 26]. По сейсмическим данным, такие породы будут помещаться под разделом Мохо. Действительно, в Восточно-Баренцевской мегавпадине под разделом М, расположенным на глубинах ~30—35 км, существует слой пород со скоростями  $V_p = 7,5\text{—}7,9 \text{ км/с}$  (рис. 11). Его подошва расположена глубже 50 км, но на профиле он обрезан на данном уровне.

Указанные значения  $V_p$  выше, чем в габбро, и ниже, чем в мантийных перидотитах. Они характерны для глубоко метаморфизованных основных пород [25, 26], которые по составу относятся к коре. При современной толщине слоя  $h_3 \sim 20 \text{ км}$  и плотности пород в нем  $\rho_3 = 3500 \text{ кг/м}^3$  начальная толщина слоя габбро, испытавшего метаморфизм, была  $h_{гб} = (\rho_3/\rho_{гб}) h_3 \sim 24 \text{ км}$ . Оценка с помощью соотношения (6) приводит к примерно таким же значениям. При  $\rho_3 = 3500 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_{oc} = 2600 \text{ кг/м}^3$  и  $h_{oc} = 16\text{—}20 \text{ км}$  находим  $h_{гб} = 22\text{—}27 \text{ км}$ . Вместе с консолидированной корой толщиной ~14 км над разделом М начальная толщина коры составляла 36—41 км. Примерно такая же толщина консолидированной коры характерна для прилегающей Восточно-Европейской платформы. В настоящее время нижняя граница коры под Восточно-Баренцевской мегавпадиной может находиться на глубинах ~50—60 км. О большой толщине коры здесь свидетельствуют и отражающие границы с  $V_p = 6,0\text{—}6,4 \text{ км/с}$ , расположенные ниже раздела М на глубинах от 34 до 52 км [7]. Породы с такими скоростями в мантии отсутствуют, они характерны только для коры.

На повышенную плотность пород под разделом Мохо в Баренцевом море указывают и гравиметрические данные [30]. При строении коры, наблюдаемом здесь над разделом М, для сохранения изостатического равновесия в этом обширном регионе породы в литосфере ниже раздела М должны быть более плотными, чем мантийные перидотиты. Избыток плотности равен  $5 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2$ . Если толщина слоя тяжелых пород составляет ~25 км, то они должны быть на  $\Delta\rho \sim 200 \text{ кг/м}^3$  тяжелее мантии. Это примерно соответствует разности плотности между глубоко метаморфизованными породами основного состава и мантийными перидотитами.

С океанической природой коры в Восточно-Баренцевской мегавпадине резко не согласуется также история погружения коры. Океаническая кора образуется на разрастающихся хребтах. По мере ее дрейфа в стороны от оси спрединга происходит погружение вследствие охлаждения и термоупругого сжатия коры и слоя подстилающей мантии общей толщиной ~100 км. Скорость погружения уменьшается со временем, и заканчивается оно через ~80 млн лет [31].

Судя по наличию в мегавпадине осадков начала девона (см. рис. 3,  $\Pi_1$ ,  $D_1$ ), а скорее всего, и раннего палеозоя (см. рис. 10), океаническая кора здесь могла бы образоваться только до девона  $\geq 420 \text{ млн лет}$  назад. Ее погружение закончилось бы через ~80 млн лет — не позже ~340 млн лет назад, т. е. в раннем карбоне. Если в это время отлагались мелководные карбонаты, как предполагается, например, на профиле (см. рис. 4) через Северо-Баренцевскую впадину [6], то начальная депрессия была уже заполнена осадками. Подошва карбона в Восточно-Баренцевской мегавпадине достигает глубины 15—16 км. На нижележащие осадки приходится не более 4—5 км. Для заполнения океанической впадины с глубиной воды 3,6—4,1 км осадков потребовалось бы в несколько раз больше.

Как отмечалось, при низкой точности сейсмического профилирования в Восточно-Баренцевской мегавпадине нельзя, однако, исключить, что в карбоне здесь существовал глубоководный бассейн. Допустим, что он представлял собой остаточную океаническую впадину, еще не заполненную осадками. Поверхность коры в мегавпадине достигла уровня моря в конце перми. К этому времени в ней накопилось до 8—9 км осадков, что меньше их мощности (11—13 км), необходимой для заполнения океанического бассейна. Более того, в поздней перми погружение океанической коры, образовавшейся до девона, т. е. на 170 млн лет раньше, уже давно закончилось бы. В действительности, после заполнения мегавпадины в

мезозое в ней накопилось еще до 10—11 км осадков. На океанической коре их образование невозможно. Таким образом, в Восточно-Баренцевской мегавпадине, как и в других частях Баренцевского прогиба, под осадками залегает континентальная кора, в нижней части которой породы основного состава испытали глубокий метаморфизм и приобрели скорости продольных волн, характерные для мантии. Поэтому по сейсмическим данным их помещают под разделом Мохо.

В конце ранней—начале поздней перми в мегавпадине существовал глубоководный бассейн. Примерно в ту же эпоху глубоководные условия быстро установились и на остальной части Баренцевского прогиба. В последних областях быстрое погружение произошло вследствие фазовых переходов в нижней коре и растяжением коры не сопровождалось. Поэтому наиболее вероятно, что и в Восточно-Баренцевской мегавпадине, или на ее значительной части, глубоководная депрессия образовалась в то же время и за счет того же механизма, а именно: уплотнения пород в нижней коре вследствие фазовых переходов. Быстрые погружения коры данной природы сопровождаются резким размягчением литосферы [32, 33]. Поэтому нельзя исключить, что после быстрого погружения в перми в мегавпадине действительно проявилось растяжение. Сейсмическое профилирование обеспечивает здесь надежное разрешение только до глубины 12—14 км. Выше этого уровня растяжение не превышает нескольких процентов (см. рис. 3 и 4). Можно, однако, допустить, что на больших глубинах в мегавпадине существуют наклонные блоки, образовавшиеся при растяжении континентальной коры, сопровождавшем быстрое погружение в указанную эпоху [7]. Ее растяжение предполагается также для рубежа среднего и позднего девона [6].

В мегавпадине не могло быть, однако, сильного растяжения, поскольку консолидированная кора, включающая слои, расположенные как выше, так и ниже Мохо, в ней имеет большую толщину, характерную для платформ. Поэтому, если на каком-то этапе здесь и проявилось растяжение, то оно вряд ли превышало ~10—15 %. Как следует из (4), при угле падения сбросов  $\varphi \approx 45^\circ$  растяжение в  $\beta = 1,1—1,15$  раза сопровождается образованием блоков с углом наклона  $\theta \sim 5—7^\circ$ . Ширина ( $a$ ) таких блоков в рифтовых зонах обычно ~10—20 км. Размах на коротких расстояниях образованного ими рельефа будет весьма велик:  $\delta h = a \sin \theta \sim 0,9—2,4$  км. Чтобы установить, существует ли столь неровный рельеф в нижней части осадочного чехла Южно-Баренцевской впадины, необходимы дополнительные сейсмические исследования. Определив угол наклона блоков, можно будет оценить растяжение коры, если оно здесь имело место.

#### БЫСТРЫЕ ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПРОГИБА

Быстрые погружения коры без значительного растяжения происходили во многих осадочных бассейнах. За ~1 млн лет на мелководном шельфе они формировали впадины с глубиной воды от нескольких сотен метров до нескольких километров. Такие погружения — характерная особенность крупных нефтегазоносных бассейнов [9, 34], обусловлены они уплотнением пород основного состава в нижней коре за счет фазовых переходов, катализированных инфильтрацией малых объемов водосодержащего флюида из небольших мантийных плюмов [9].

Баренцевский прогиб — это крупный нефтегазоносный бассейн. Быстрые погружения с резким углублением дна проявились в нем вблизи границы между ранней и поздней пермью, а также в поздней юре — одновременно с погружением в Карском море и в Западной Сибири [35]. В Баренцевском прогибе погружение также привело к образованию битуминозных осадков типа баженовской свиты, которые были перекрыты терригенными клиноформами [7, 17]. Как и ачимовская толща в Западной Сибири [36], нижние части клиноформ могут включать в себя крупные объемы углеводородов. Клиноформы формировались и после раннепермского погружения (см. рис. 5). Весьма вероятно, что под ними также залегает слой битуминозных осадков [7].

В начале позднего девона на востоке Восточно-Европейской платформы произошло быстрое погружение коры [9, 34]. В Прикаспийской, Волго-Уральской и Тимано-Печорской областях возникли глубоководные впадины, где отлагались битуминозные породы доманикового типа. В ту же эпоху быстрое погружение могло произойти и в Баренцевском прогибе — на продолжении указанной цепочки прогибов к северу. В таком случае отложения верхнего девона в нем могут включать слой доманикитов.

Размягчение литосферы, сопровождавшее быстрые погружения [32, 33], приводило к отрыву нижней части мантийной литосферы, подъему кровли астеносферы и увеличению тепловых потоков [37, 38]. Во многих нефтегазоносных бассейнах это обеспечило созревание углеводородов на небольших глубинах [9, 38], как, например, в Западной Сибири и на основной части площади бассейна Персидского залива. Баренцево море также характеризуется повышенными тепловыми потоками, в ряде мест составляющими 60—80 мВт/м<sup>2</sup> и более [27, 28]. На пониженную толщину литосферы указывает и интенсивный магматизм, проявлявшийся в прогибе в девоне и с перми по триас, а на севере вплоть до мела. Над крупными интрузиями формировались структурные ловушки. С этим было связано, в частности, образование гигантских газоконденсатных месторождений: Штокманского, Ледового и Лудловского [7].

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ДИСКУССИЯ

Некоторые авторы приписывают океаническую природу утоненной консолидированной коре с высокими скоростями упругих волн в Восточно-Баренцевской мегавпадине [3, 4, 8]. Как показывает рассмотрение, на этой коре залегают на 5—9 км осадков больше, чем необходимо для заполнения впадины на океанической или субокеанической коре с такой же толщиной. Чтобы погрузить кору на очень большую глубину (до 18—20 км) при сохранении изостатического равновесия, под разделом Мохо здесь должен залежать мощный слой гранатовых гранулитов и эклогитов, более плотных, чем мантия и относящихся по своему составу к земной коре. Действительно, как показывают данные сейсмической томографии, под разделом Мохо в мегавпадине расположен слой таких пород толщиной ~20 км со скоростями продольных волн ( $V_p$ ) 7,5—7,9 км/с [8]. Общая толщина консолидированной коры под мегавпадиной, включая указанный слой под разделом М и консолидированную кору над ним (~35—40 км), типична для континентальной коры.

О значительном уплотнении пород под разделом М в Восточно-Баренцевской мегавпадине свидетельствуют и гравиметрические данные [30]. История развития ее погружения также не характерна для океанической коры, погружение которой заканчивается через ~80 млн лет после образования коры на оси спрединга. До 10—11 км осадков накопились в мегавпадине в мезозое, т. е. через  $\geq 170$  млн лет после той эпохи, в которую можно было бы предполагать образование океанической коры. В холодной области столь значительное погружение могло произойти только за счет фазовых переходов с уплотнением в мощном слое пород основного состава в нижней коре. Это также свидетельствует об их присутствии под разделом Мохо, а следовательно, и о большой толщине консолидированной коры и ее континентальной природе.

Быстрое погружение в Баренцевском прогибе с образованием относительно глубоководной впадины в поздней юре охватило как Восточно-Баренцевскую мегавпадину, так и остальную часть прогиба, где кора включает в себя гранитный слой. Это еще одно указание на одинаковый характер коры в обеих областях. Природа повышенных скоростей в консолидированной коре в мегавпадине и термодинамические условия проявления фазовых переходов в нижней коре на платформах будут обсуждены в отдельном исследовании. Отметим, однако, что в верхней части „базальтового слоя“ в „безгранитном окне“ здесь показаны значения  $V_p = 6,1—6,4$  км/с (см. рис. 6 в [4]), характерные не для базальтового слоя с  $V_p \geq 6,8$  км/с, а для гранитов. В той же работе на рис. 5, 6 такие скорости во многих местах показаны в гранитном слое под осадками. Кроме того, при современной точности данных нельзя исключить, что тонкий гранитный слой присутствует в верхней части консолидированной коры во всей Восточно-Баренцевской мегавпадине [29].

Очень высокая мощность осадков ( $\geq 20$  км) характерна и для ряда других прогибов с утоненной „безгранитной“ консолидированной корой, например для Прикаспийской и Южно-Каспийской впадин [5, 39]. Поэтому весьма вероятно, что кора в них также относится к континентальному типу, а под разделом Мохо залегают мощный слой пород основного состава, которые испытали глубокий метаморфизм и приобрели повышенные скорости упругих волн и плотность, превышающую плотность мантии.

На большей части Баренцевского прогиба кора включает в себя гранитный слой и заведомо относится к континентальному типу. Ее погружение часто объясняют рифтогенезом [4, 6—8]. Как показал проведенный выше анализ конкретных сейсмогеологических разрезов, на основной части прогиба, по крайней мере, с девона, а в ряде мест и с рифея проявилось лишь слабое растяжение. Оно могло обеспечить погружение от нескольких сотен метров до километра, что много меньше глубины прогиба в этих областях, достигающей 10—15 км и более. Значительная часть погружения (~4 км) была обеспечена растяжением лишь в раннерифейском грабене под Кольско-Канинской моноклиалью. В отсутствие сильного растяжения, крупное погружение могло произойти только за счет фазовых переходов с уплотнением пород в нижней коре. Тяжелые породы основного состава с высокими скоростями продольных волн в настоящее время подстилают раздел Мохо во всем Баренцевском прогибе.

В Восточно-Баренцевской мегавпадине сейсмическое профилирование обеспечивает разрешение структуры осадков лишь до глубины 12—14 км. Поэтому в нижней части осадочного разреза здесь можно, в принципе, допустить существование наклонных блоков, образовавшихся вследствие растяжения континентальной коры. Наиболее вероятными эпохами растяжения считаются рубежи среднего и позднего девона [6] и ранней и поздней перми [7]. Для первой эпохи растяжение предполагается по аналогии с Тимано-Печорской плитой на юго-востоке и с Денисовским авлакогеном на северо-западе. Как показал проведенный выше анализ, в первой области растяжение литосферы в фанерозое практически не проявлялось, а в Денисовском авлакогене общее растяжение с рифейского времени не превышает ~2%. Вблизи границы между ранней и поздней пермью быстрое погружение коры без существенного растяжения образовало относительно глубоководный бассейн за пределами Восточно-Баренцевской мегавпадины. Поэтому наиболее вероятно, что и в самой мегавпадине в это время произошло быстрое

погружение, обусловленное эклогитизацией. Быстрые погружения коры сопровождаются сильным размягчением литосферы [32, 33]. В таких условиях раннепермское погружение могло сопровождаться растяжением литосферы в Восточно-Баренцевской мегавпадине. При наличии мощного слоя сильно уплотненных и высокоскоростных пород основного состава под разделом Мохо, общая толщина консолидированной коры под мегавпадиной близка к ее толщине под Восточно-Европейской платформой. Поэтому, если в мегавпадине и имело место растяжение, то оно, скорее всего, не превышало ~10—15 %.

Характерный признак нефтегазоносных бассейнов — быстрые погружения коры, формировавшие за ~1 млн лет глубоководные и относительно глубоководные впадины [9]. В них часто возникали благоприятные условия для накопления осадков с высоким содержанием органики и формировались неструктурные ловушки в виде рифов и клиноформ. Резкое размягчение литосферы, сопровождавшее быстрые погружения, обеспечивало отрыв нижней части мантийной литосферы с подъемом кровли астеносферы и повышением тепловых потоков. Эти особенности характерны и для Баренцевского прогиба, где быстрые погружения коры имели место два, а возможно, и три раза. Поэтому прогиб представляет собой типичный нефтегазоносный бассейн с весьма благоприятными условиями для образования крупных скоплений углеводородов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64166).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР, Кн. 2. М., Недра, 1990, 335 с.
2. **Okay A.L., Sengör A.M.C., Görür N.** Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // *Geology*, 1994, v. 22, p. 267—270.
3. **Аплонов С.В.** Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М., Наука, 1987, 98 с.
4. **Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А. и др.** Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // *Разведка и охрана недр*, 2001, № 10. с. 3—7.
5. **Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M.** Active tectonics of the South Caspian Basin // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 214—245.
6. **Тектоническая карта Баренцева моря и севера европейской части России** / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М-б 1:2 500 000: Объясн. зап. М., Институт литосферы РАН, 1996, 94 с.
7. **Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.** Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты, Кольский научный центр РАН, 1998, 308 с.
8. **Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы** / Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Апатиты, 1998, ч. 1, 238 с.; ч. 2, 206 с.
9. **Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
10. **Артюшков Е.В., Беэр М.А.** Образование глубоких прогибов на континентальной коре Урала, Аппалачей и Скандинавских каледонид в результате фазового перехода базальта в эклогит // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1984, № 2, с. 3—20.
11. **Артюшков Е.В., Беэр М.А.** Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана: 1. Верхояно-Колымская складчатая система // *Тихоокеанская геология*, 1984, № 1, с. 10—21.
12. **Artyushkov E.V.** Role of crustal stretching in subsidence of the continental crust // *Tectonophysics*, 1992, v. 215, p. 187—215.
13. **Artyushkov E.V., Baer M.A., Letnikov F.A., Ruzhich V.V.** On the mechanism of graben formation // *Tectonophysics*, 1991, v. 197, p. 95—115.
14. **Baird D.J., Knapp J.H., Steer D.N. et al.** Upper-mantle reflectivity beneath the Williston basin, phase-change Moho, and the origin of intracratonic basins // *Geology*, 1995, v. 23, p. 431—434.
15. **McKenzie D.** Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 25—32.
16. **Wernicke B.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.*, 1985, v. 22, p. 108—125.
17. **Баренцевская шельфовая плита** / Ред. И.С. Грамберг. Л., Наука, 1988, 264 с.
18. **Виноградов А.В.** Строение пермского и триасового отложений Баренцева моря по материалам сейсморазведки МОГТ // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1987, № 12, с. 74—86.
19. **Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М.** Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // *Физика Земли*, 2003, № 6, с. 5—20.
20. **Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды** (Объясн. зап. к междунар. тектон. карте Европы и смежных областей м-ба 1:2 500 000) / Ред. В.Е. Хаин. М., Наука, 1978, 422 с.

21. **Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Мурзин Р.Р.** Глубинное строение Восточно-Баренцевской мега-впадины по данным широкоугольного глубинного сейсмического профилирования // Разведка и охрана недр, 2002, № 8, с. 52—58.
22. **Royden L.H.** The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries // Tectonics, 1993, v. 12, p. 303—325.
23. **Le Pichon X., Sibuet J.C.** Passive margins: A model of formation // J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 3708—3720.
24. **Manghnani M.H., Andro R.R., Clark S.R.(Jr.)**. Compressive and shear-wave velocities in granulite facies rocks and eclogites to 10 kbar // J. Geophys. Res., 1974, v. 79, p. 5427—5466.
25. **Sobolev S.V., Babeiko A.Yu.** Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // Surv. Geophys., 1994, v. 15, p. 515—544.
26. **Christensen N.I., Mooney W.D.** Seismic velocity structure of the continental crust: A global view // J. Geophys. Res., 1995, v. 100, p. 9761—9788.
27. **Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г.** Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, КНЦ РАН, 1992, 119 с.
28. **Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г.** Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника, 2003, № 3, с. 79—96.
29. **Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р.** Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности ее построения // Физика Земли, 1995, № 2, с. 73—83.
30. **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.
31. **Watts A.B.** Isostasy and flexure of the lithosphere. Cambridge, Cambridge University Press, 2001, 458 p.
32. **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. Int., 2000, v. 143, p. 752—776.
33. **Артюшков Е.В.** Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39—56.
34. **Artyushkov E.V., Baer M.A.** Mechanism of formation of hydrocarbon basins: the West Siberia, Volga-Urals, Timan-Pechora basins and Permian basin of Texas // Tectonophysics, 1986, v. 122, p. 247—281.
35. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Ред. Б.Н. Шурыгин. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2002, 481 с.
36. **Материалы** геолого-технического совещания „Строительство разведочных скважин на ачимовские отложения Восточно-Уренгойской зоны“ / Под ред. А.М. Брехунцова, С.Г. Кекуха, В.Н. Бородкина, Б.М. Блинова. Екатеринбург, Путиведь, 1999, 288 с.
37. **Artyushkov E.V., Hofmann A.** The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // Surv. Geophys., 1998, v. 15, p. 515—544.
38. **Артюшков Е.В.** Быстрые погружения и поднятия земной коры на континентах с потерей прочности литосферного слоя как следствие подъема мантийных плюмов к подошве литосферы. Проблемы глобальной геодинамики / Ред. Д.В. Рундквист. М., ГЕОС, 2000, с. 111—134.
39. **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, p. 9—28.

*Рекомендована к печати 29 ноября 2004 г.  
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 16 февраля 2004 г.,  
после доработки — 27 октября 2004 г.*