

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

УДК 550.3:551.14

ТЕКТОНОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО
И САРМАТСКОГО СЕГМЕНТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев

Институт природопользования НАН Беларуси, 220114, Минск, ул. Ф. Скорины, 10, Беларусь

На основании сейсмогравитационного моделирования вдоль геотрансектов ГСЗ Евробридж-96 и Евробридж-97 показана тектоническая картина формирования в палеопротерозое Центрально-Белорусской сутурной зоны как структуры субдукционного и коллизионного процессов конвергентного сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы. Установлено влияние дорифейских процессов на последующие тектонические события, происходившие на территории Беларуси в фанерозое.

Сейсмогравитационное моделирование, сутурная зона, субдукция, коллизия, геотрансект, Восточно-Европейская платформа.

A TECTONOGEODYNAMIC MODEL FOR THE JUNCTION ZONE BETWEEN THE FENNOSCANDIAN
AND SARMATIAN SEGMENTS OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM

R.G. Garetsky and G.I. Karatayev

Seismic gravity modeling along the Eurobridge-96–Eurobridge-97 DSS geotranssects has shown that the Central Belarus suture zone formed in the Paleoproterozoic as a result of the subduction and collision processes at the convergent junction of the Fennoscandian and Sarmatian segments of the East European Platform. The influence of pre-Riphean processes on the subsequent tectonic events occurring on the territory of Belarus during the Phanerozoic has been established.

Seismic gravity modeling, suture zone, subduction, collision, geotranssect, East European Platform

ВВЕДЕНИЕ

Общепризнано, что академик Александр Леонидович Яншин является одним из основоположников учения о молодых платформах. Однако его всегда интересовали проблемы геологии древних платформ, чему он посвятил многие свои труды. Особенное внимание он уделял вопросу глубинного строения платформ, связи структур фундамента и тектонических элементов платформенного чехла в свете их унаследованного или наложенного развития. Так, еще в первые послевоенные годы он разработал и успешно применил методику реконструкции погребенной палеозойской структуры областей молодых платформ путем прослеживания унаследованных дислокаций платформенного чехла. А.Л. Яншин всегда при разработке проблем глубинного строения и развития земной коры стремился использовать не только разнообразный геологический материал, но и весь имеющийся арсенал геофизических исследований.

Настоящая статья развивает идеи А.Л. Яншина о строении и развитии платформ.

В фундаменте Беларуси выделены следующие тектонические зоны (рис. 1): Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Центрально-Белорусская сутурная зона, Брагинский гранулитовый массив, Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс [Геология..., 2001]. Первая из них принадлежит Фенноскандинавскому сегменту Восточно-Европейской платформы, остальные — Сарматскому [Богданова, 2006]. Центрально-Белорусская сутурная (шовная) зона представляет собой зону сочленения этих крупнейших сегментов фундамента Восточно-Европейской платформы (кратона).

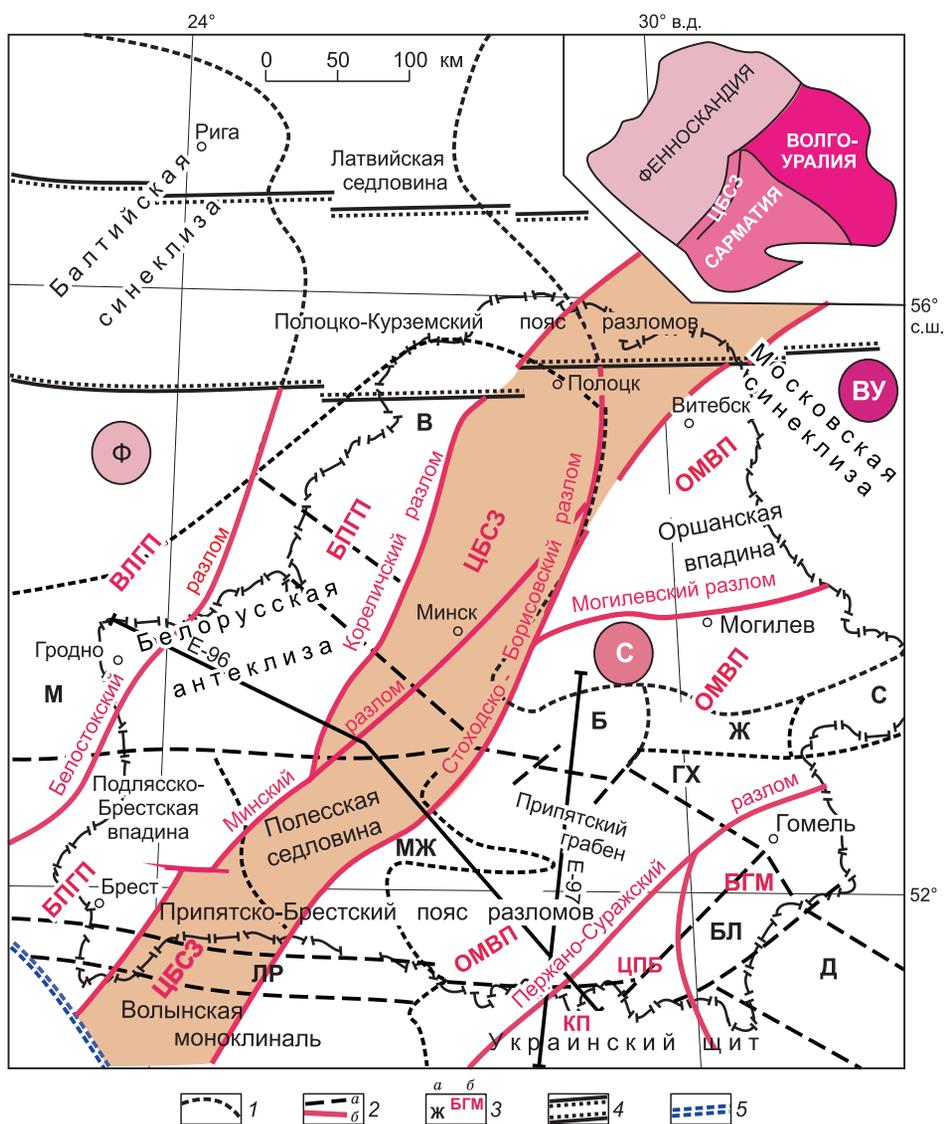


Рис. 1. Схема основных структур земной коры Беларуси.

1 — контуры структур платформенного чехла; 2 — разломы: *a* — платформенные, *b* — в фундаменте; 3 — названия структур: *a* — платформенных: погребенные выступы: Б — Бобруйский, М — Мазурский, МЖ — Микашевичско-Житковичский, С — Суражский, В — Вилейский; ЛР — Луковско-Ратновский горст, Д — Днепровский грабен, БЛ — Брагинско-Лоевская седловина, ГХ — Городокско-Хатецкая ступень; *b* — фундамента: гранулитовые пояса: ВЛГП — Восточно-Литовский, БПГП — Белорусско-Прибалтийский; гранулитовые массивы: БГМ — Брагинский, ЦБСЗ — Центрально-Белорусская сутурная зона; ОМВП — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, ЦПБ — Центрально-Припятский блок, КП — Коростенский плутон, буквы в кружках — сегменты: Ф — Фенноскандинавский, С — Сарматский, ВУ — Волго-Уральский; 4 — границы Полоцко-Курземского пояса разломов; 5 — краевой шов Восточно-Европейской платформы (линия Тейссейра—Торнквиста); E-96 и E-97 — геотрансекты ГСЗ Евробридж-96 и Евробридж-97.

В 1996 и 1997 годах в рамках международного проекта «Евробридж» через территорию Беларуси были проложены геотрансекты глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Евробридж-96 (Варена—Несвиж—Выступовичи) и Евробридж-97 (Бобруйск—Винница).

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИИ И САРМАТИИ

На сейсмическом разрезе по геотрансекту Евробридж-96 (рис. 2) в Центрально-Белорусской сутурной зоне прослеживается положительная складка, формировавшаяся с крылом юго-восточного падения под углом ~20—25° [Garetsky et al., 1999; Kozlovskaya et al., 2002]. В юго-восточной и центральной частях разреза наблюдается группа сейсмических отражателей с падением в северо-западном направле-

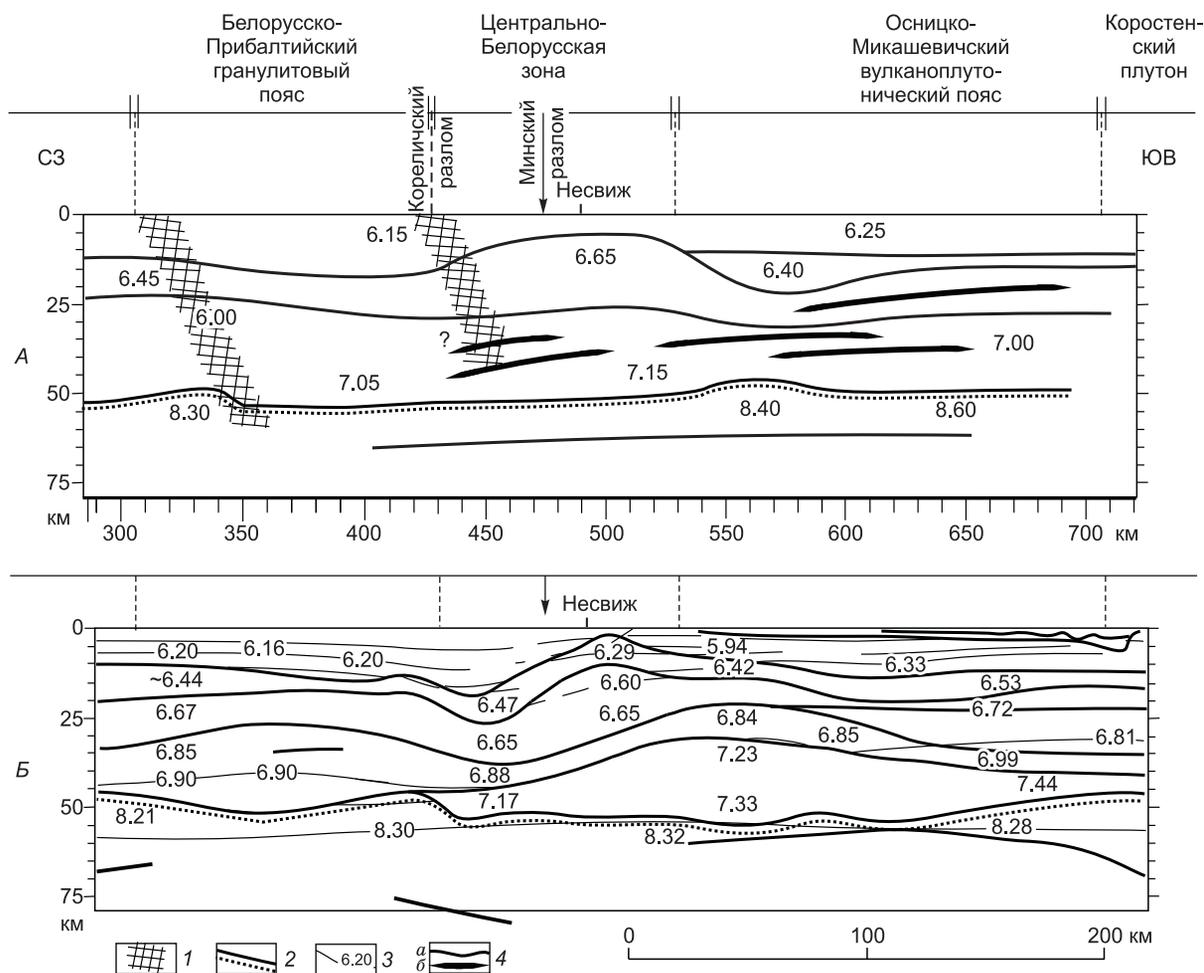


Рис. 2. Сейсмический разрез по геотрансекту Евробридж-96 Варена—Несвиж—Выступовичи.

A — [Garetsky et al., 1999]; *B* — [Kozlovskaya et al., 2002]. 1 — разломы; 2 — граница Мохоровичича; 3 — линии равных скоростей (км/с) сейсмических волн; 4 — сейсмические границы: *a* — хорошо прослеживаемые в разрезе, *b* — отдельные отражатели.

нии. В верхней мантии на глубине около 60 км обнаружена граница с тенденцией падения также на северо-запад. Кроме того, в юго-восточной части геотрансекта в верхней мантии прослежена отражающая сейсмическая граница, падающая в юго-восточном направлении под углом примерно 15° (см. рис. 2, *B*).

Обратим, прежде всего, внимание на аномальное строение земной коры в Центрально-Белорусской сутурной зоне. Так, на обоих вариантах сейсмических разрезов четко определяется северо-западный борт ЦБСЗ в виде резко выраженной флексуроподобной структуры разреза земной коры. Юго-восточный борт зоны на сейсмических моделях отражается по-разному: на первом разрезе его можно связать с залеганием слоев в виде «шейки», а на втором — фиксируется смещение складок с глубиной на юго-восток. Природу возникновения такого рода складок в земной коре можно, например, объяснить процессом формирования «вдавленных и выдавленных блоков» [Кучай, Караев, 1988], оказывающих активное сопротивление сближению литосферных плит Фенноскандии и Сарматии. Геомеханическая модель формирования этих складок была подробно рассмотрена ранее [Каратаев, 2001].

Что касается поверхности Мохоровичича (Мохо), то она практически горизонтально залегает на глубине 50—55 км с небольшим наклоном на северо-запад. В целом в земной коре ЦБСЗ относительно соседних блоков зарегистрированы высокие скорости сейсмических волн (в верхней части коры их разница до 0.25 км/с, в нижней — до 0.10 км/с).

Отметим, что по материалам глубинных сейсмических зондирований по профилям, секущим Центрально-Белорусскую сутурную зону, построен ряд геологических моделей. Так, Р.Г. Гарецкий [1999], разрабатывая геологическую модель строения земной коры по материалам геотрансекта Евробридж-96, верхнюю часть земной коры БПП представлял системой листрических разломов, выполаживающихся в северо-западном направлении. Н.В. Аксаментова с соавторами [1994], интерпретируя сейсмический



Рис. 3. Фрагмент разреза земной коры по профилю Гродно—Старобин, по [Аксаментова и др., 1994].

1—6 — гранитно-метаморфический слой — ассоциации: 1 — чарнокит-метабазит-гранулитовая, 2 — гранит-гнейсогранулитовая, 3 — чарнокит-гнейсогранулитовая, 4 — гранит-гнейсовая; 5, 6 — комплексы: 5 — гнейсосланцевый (околовская серия), 6 — высокотемпературных бластомилонитов; 7 — диоритовый слой; 8 — краевые глубинные разломы (Кореличский); 9 — главные надвиги и прочие разломы; 10 — условная граница между верхним и нижним структурными ярусами фундамента; 11 — условная верхняя граница диоритового слоя.

разрез по профилю ГСЗ Гродно—Старобин (рис. 3), отмечали, что формирование чешуйчато-надвиговых деформаций в верхней части коры Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса обусловлены тангенциальными тектоническими движениями.

На сейсмическом разрезе Евробридж-97 (рис. 4) на участке Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс — Коростенский плутон в верхней мантии выделена ломаная сейсмическая граница, разделяющая верхи мантии на две части: северную с аномально высокими значениями скоростей (до 8.50 км/с) и южную с нормальными для этих глубин скоростями [Thibo et al., 2003]. Граница наклонена в южном направлении на глубинах 48—58 км под углом около 8°, а ниже — под углом 19°. Проецируя ее в сторону Центрально-Белорусской зоны, находим, что данная граница выходит на поверхность именно в этой зоне, что неплохо коррелируется с элементами сейсмического разреза на геотрансекте Евробридж-96: с юго-восточным наклонном складки в земной коре и падающей на юго-восток сейсмической границей в верхах мантии (см. рис. 2).

Выявленные особенности строения земной коры и верхней мантии в районе ЦБСЗ свидетельствуют о том, что последняя формировалась в результате сближения Фенноскандинавской и Сарматской плит путем подвига расположенной между ними Белорусской океанской плиты под Сарматскую литосферную плиту (как зона субдукции андского типа) с последующей коллизией. О происходивших здесь процессах субдукции и коллизии писала С.В. Богданова [Bogdanova, 1991].

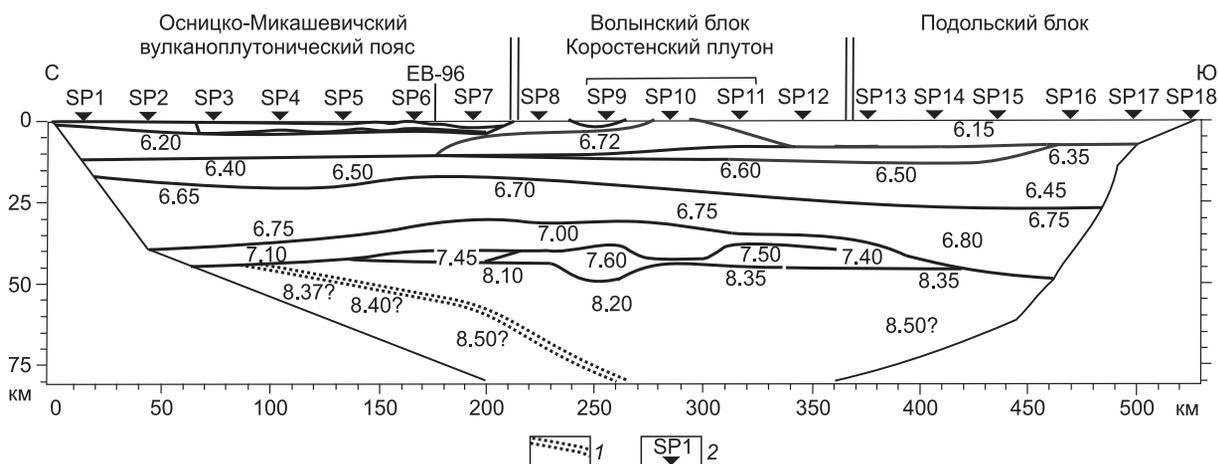


Рис. 4. Сейсмический разрез по геотрансекту Евробридж-97 Бобруйск—Винница.

1 — зона глубинного разлома; 2 — сейсмические приемники. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИИ И САРМАТИИ

Согласно изложенным характеристикам сейсмических материалов и геологическим данным предполагается, что, по-видимому, к 2.0 млрд лет на юго-восточном фронте Фенноскандинавской плиты сформировался Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, а Фенноскандинавскую и Сарматскую литосферные плиты разделяла Белорусская океанская плита. Полагая, что в движении Фенноскандинавской плиты навстречу с Сарматской действовали тектонические силы глубинного происхождения, какие могут быть вызваны процессами конвекции астеносферного вещества и мантийной инъекции [Жарков, Трубицин, 1980; Кучай, Караев, 1988; Сорохтин, Ушаков, 1991, 1993], движение в юго-восточном направлении жесткого фронта литосферы БППГ Фенноскандии обусловило «ныряние» относительно более тяжелой Белорусской океанской литосферы под более легкую Сарматскую плиту.

В свете такой концепции прежде всего возникает вопрос: а есть ли в разрезе земной коры и верхней мантии в зоне сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов реликты океанской коры? Косвенно об этом может свидетельствовать линейно уходящая в верхнюю мантию зона повышенных скоростей сейсмических волн, выявленная в западной части геотрансекта Евробридж-97 непосредственно под подошвой земной коры (см. рис. 4). О возможном поддвиге океанской плиты под Сарматскую плиту могут говорить и наклоненные в северо-западном направлении сейсмические отражатели (см. рис. 2), возможно, обусловленные активными воздействиями Сарматской плиты.

Поскольку реликт океанской коры может обладать относительно повышенной плотностью вещества, обратимся к гравитационному полю. Интерпретация аномального поля силы тяжести вдоль геотрансекта Евробридж-96 показала, что из наблюдаемого поля силы тяжести можно выделить региональное поле. Учитывая, что высокочастотная составляющая поля в основном характеризует плотностную неоднородность верхней части земной коры, ее гранитно-метаморфического слоя и платформенного чехла [Kozlovskaya et al., 2002; Гарецкий и др., 2006б], природу региональной аномалии можно объяснить глубинными плотностными неоднородностями. На рис. 5 региональная аномалия показана в соотношении с наблюдаемым полем.

Для выполнения гравитационного моделирования с учетом картины распределения по разрезу скоростей сейсмических волн и расположения отражающих границ обратимся к материалам, характеризующим плотностную картину разреза. Так, по данным Е.И. Моисеева [Гарецкий и др., 1991], выделившего на территории Беларуси одиннадцать петрофизических групп пород кристаллического фундамента, среднюю плотность пород (г/см^3) фундамента БППГ можно принять равной 2.85, для ЦБСЗ — 2.65, а для ОМВП в целом — 2.65. Согласно сейсмогравитационному моделированию, выполненному ранее вдоль геотрансекта Евробридж-96 Варена—Несвиж—Выступовичи [Kozlovskaya et al., 2002; Гарецкий и др., 2006а], для разреза земной коры ЦБСЗ получены следующие данные о плотностях (г/см^3): для

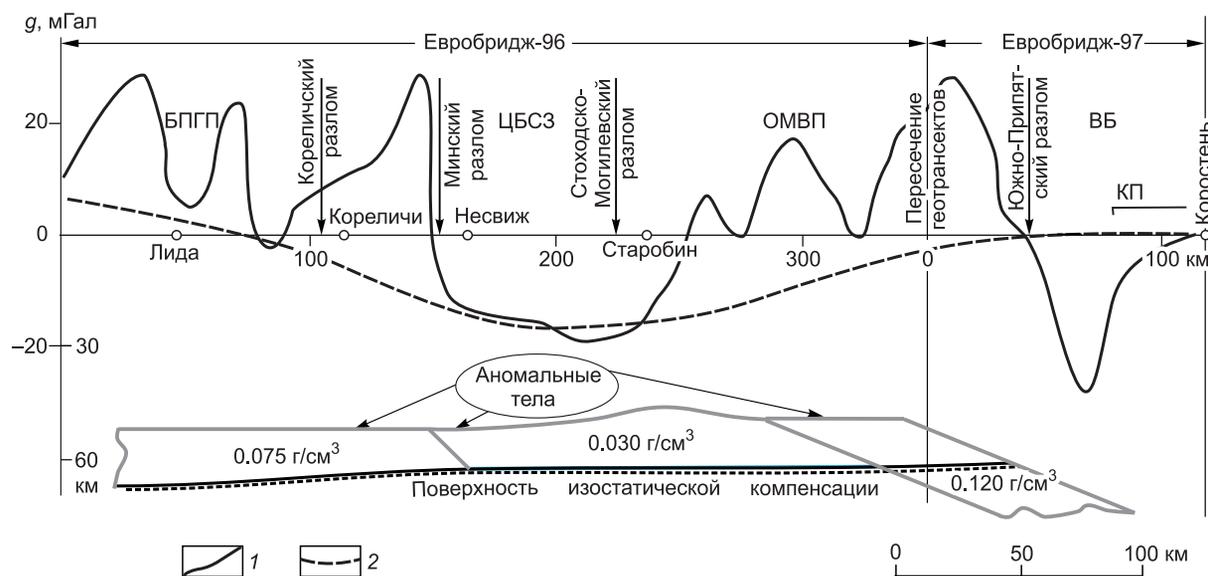


Рис. 5. Гравитационное поле вдоль геотрансектов Евробридж-96, -97 и его интерпретация.

1, 2 — гравитационное поле: 1 — наблюдаемое, 2 — региональное. ВБ — Волынский блок.

глубин 0—10 км плотность пород равна в среднем 2.60—2.65, на интервале 10—20 км — 2.83, 20—50 км — 3.03, плотность подкорового вещества — 3.45.

Аналогичные исследования, проведенные по геотрансекту Евробридж-97 Бобруйск—Винница, дают следующую картину плотностного разреза в пределах ОМВП (поинтервально, г/см³): 0—10 км — 2.65, 10—17 км — 2.75, 17—47 км — 2.80. Плотность вещества непосредственно под границей Мохо — около 3.30 г/см³. Но верхняя мантия на этом профиле неоднородна. Как отмечено ранее, по сейсмическим данным в подкоровом слое под ОМВП в зоне сочленения ЦБСЗ и Сарматской плиты выделена наклонная в южном направлении под углом около 8—19° граница, разделяющая среды с существенно разными скоростями сейсмических волн (см. рис. 4); эта разность в плотностном выражении равна 0.10 г/см³ [Красовский, 1981].

Все эти данные с учетом линейной корреляции плотности и скорости упругих волн, полученной как по мировым данным [Красовский, 1981], так и непосредственно по разрезу Бобруйск—Винница [Kozlovskaya et al., 2002], были положены в основу гравитационного моделирования региональной аномалии силы тяжести. На рис. 5 приведен плотностной разрез, отвечающий региональной аномалии силы тяжести с точностью ± 1 мГал.

Интерпретация региональной кривой показывает, что в разрезе верхней мантии следует выделить три крупных возмущающих тела: на северо-западе, непосредственно под БППП, тело с аномальной плотностью 0.075 г/см³ мощностью около 12—15 км; восточнее, под ЦБСЗ, тело с плотностью 0.03 г/см³ мощностью до 20 км и непосредственно на стыке ЦБСЗ с ОМВП на окраине Сарматии — тело с относительно высокой аномальной плотностью 0.12 г/см³, уходящее на глубины астеносферного слоя.

Отметим, что подошва выделенных под БППП и ЦБСЗ гравитирующих тел коррелирует с поверхностью изостатической компенсации [Гарецкий, Каратаев, 2005], которая на сейсмическом разрезе (см. рис. 2) фиксируется слабонаклоненной в северо-западном направлении подкоровой отражающей границей, а на разрезе Евробридж-97 (см. рис. 4) она проходит по точке изгиба мантийного разлома.

Среднее же возмущающее тело с относительно уменьшенной плотностью пространственно согласуется с положительными складками в разрезе земной коры ЦБСЗ. Учитывая приуроченность к этому району подъема поверхности астеносферы [Гарецкий и др., 1996], образование данного тела, по-видимому, связано с процессом формирования складок в земной коре ЦБСЗ, которая на этапе коллизии была существенно прогрета астеносферным теплом и находилась в значительной степени в размягченном, слабовязком состоянии.

Аномальное же тело почти 40—50-километровой видимой горизонтальной мощности с аномальной плотностью 0.12 г/см³, корнями уходящее в астеносферу и соответствующее отмеченному ранее сейсмическому объекту в верхней мантии, является, на наш взгляд, искомым реликтом Белорусской океанской плиты, затянутой под Сарматия в процессе субдукции. Полученная разность плотностей реликта Белорусской океанской плиты и мантии соответствует теоретическим оценкам [Сорохтин, Ушаков, 1991].

Таким образом, сейсмические и гравиметрические данные в рамках обсуждаемой концепции дают основания предполагать, что в верхней мантии зоны ОМВП на окраине Сарматского сегмента присутствует реликт Белорусской океанской плиты.

Суммируя все вышеприведенные данные, базируясь на современные сведения о субдукционных и коллизионных процессах, формирование Центрально-Белорусской сутурной зоны нам представляется в следующем виде.

Возможный вариант строения земной коры и верхней мантии в преддверии процесса субдукции и формирования ЦБСЗ представлен на рис. 6. По-видимому, к 2.0 млрд лет на юго-восточном фронте Фенноскандинавской плиты сформировался Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс. Фенноскандинавскую и Сарматскую литосферные плиты разделяла Белорусская океанская плита. Мощность океанской литосферы примерно в два-три раза меньше континентальной литосферы [Жарков, Трубицин, 1980]. Мощность литосферы под океанами колеблется в пределах 50—70 км, а континентальной литосферы — от 100 до 200—230 км и более [Соллогуб, 1986]. Отмечается, что плотность вещества океанской литосферы существенно выше, чем плотность литосферы под континентами [Сорохтин, Ушаков, 1991, 1993].

В процессе поддвига океанской плиты под Сарматскую плиту значительную роль играли активные воздействия последней (отчетливо выраженные наклоненными в северо-западном направлении сейсмическими отражателями, см. рис. 2) и гравитационные силы. Конвергенция Фенноскандинавской и Сарматской плит и гравитационные силы привели в конечном итоге к утонению океанской плиты в верхней части ее висячего крыла и образованию локальной впадины — желоба (в геомеханике это явление связывают с образованием так называемой «шейки»). Исследователи отмечают, что это явление и погружение океанской плиты в астеносферу увеличивают скорость гравитационного опускания океанской плиты.

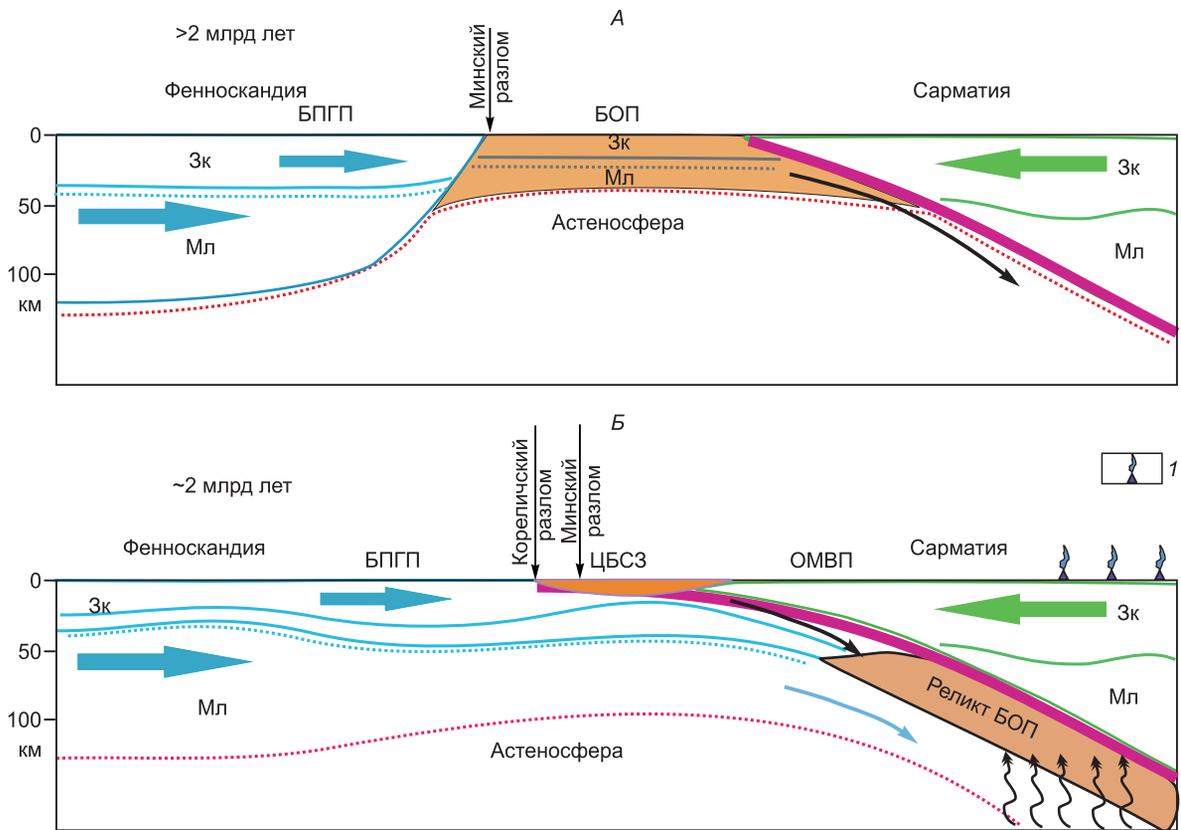


Рис. 6. Схема развития субдукционного процесса в Центрально-Белорусской сuture zone.

A — начало раннего протерозоя; *B* — середина раннего протерозоя. БОП — Белорусская океанская плита, Зк — земная кора, Мл — мантийная литосфера. 1 — вулканы.

Процесс постепенной субдукции Белорусской океанской плиты в юго-восточном направлении под континентальный сегмент Сарматии зафиксирован в достаточно длительной и многостадийной истории развития магматических комплексов ОМВП. Так, наиболее ранняя метагаббро-диабазовая формация имеет абсолютный возраст 2.02 млрд лет. Наибольшее площадное распространение по всей территории пояса имеет диорит-гранодиорит-гранитная формация микашевичского комплекса с возрастом гранодиоритов 2.0 млрд лет, а гранитов — 1.97 млрд лет. Наиболее молодые породы (1.80—1.75 млрд лет) принадлежат кварц-сиенит-гранитной формации житковичского комплекса и Коростенского плутона [Аксаментова, 2002].

Отметим еще одну особенность процесса субдукции. Согласно сейсмическим данным и гравитационному моделированию, погружение субдуцирующей плиты (по крайней мере, в верхней мантии) происходило практически по канонам зон Беньоффа: сначала под углом 8° до глубин примерно 60 км, а затем под углом 19° , причем, как выше указано, с довольно высокой скоростью. В литературе отмечается [Чекунов, 1989; Сорохтин, Ушаков, 1993; Хаин, Ломизе, 1995], что при высоких скоростях погружения тяжелая субдуцирующая океанская плита (каковой является и Белорусская океанская плита) сохраняет свои упругие свойства и на сверхбольших глубинах, в астеносфере. При этом за счет сил сжатия и растяжения непосредственно в субдуцирующей литосфере образуются магматические очаги, которые формировали основной облик ОМВП (см. рис. 7).

Обобщая изложенное (см. рис. 7), на фоне сейсмического разреза представлена картина возможного распределения тектонических сил в процессе коллизии в конце палеопротерозоя (2.0—1.7 млрд лет). Анализируя картину деформаций в земной коре, следует отметить, что, по-видимому, фронтальная часть земной коры Фенноскандинавской плиты, выраженная окраиной БПГП, была очень жесткой (о чем свидетельствуют относительно высокие плотности пород кристаллического фундамента в верхней коре) и явилась своеобразным упором (вдоль Кореличского глубинного разлома) в коллизионном процессе. Поэтому формирование положительных складок в зоне столкновения Фенноскандинавской и Сарматской плит было обусловлено главным образом тектоническими силами со стороны надвигающейся Сарматии, четко представленными в земной коре группой наклонных в северо-западном направлении отражателей

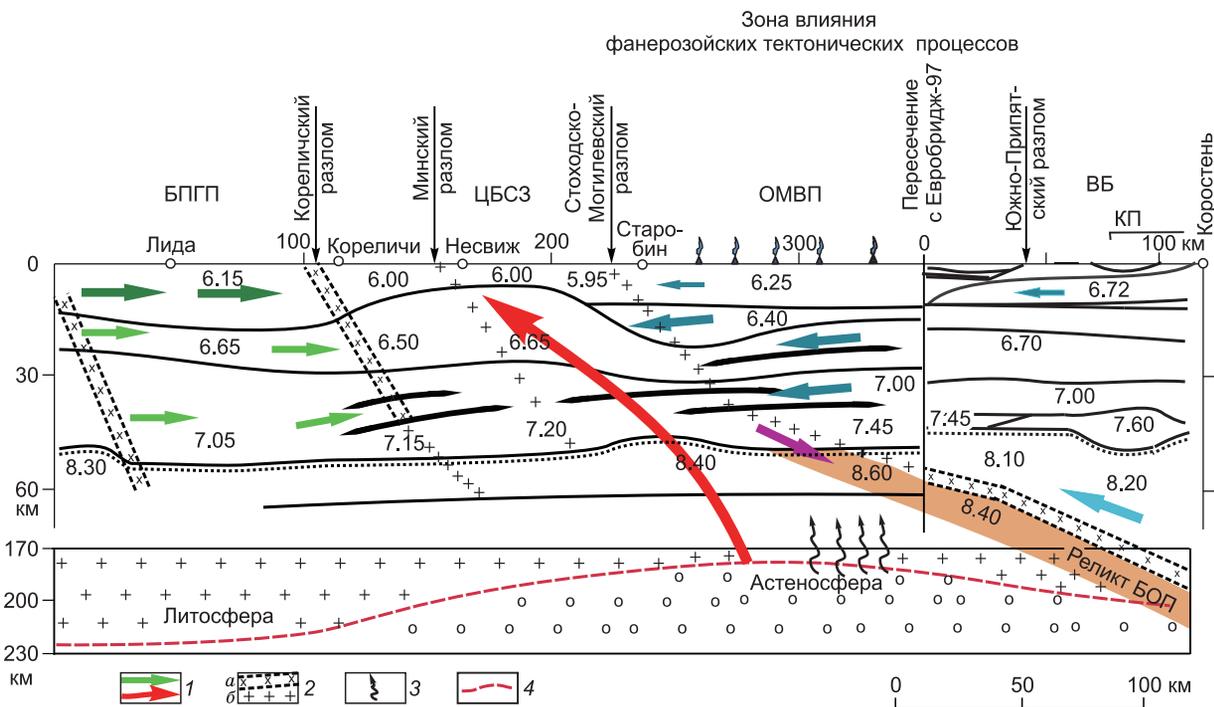


Рис. 7. Схема коллизионного процесса в конце раннего протерозоя.

1 — направления тектонических сил (толщиной показана относительная интенсивность); 2 — глубинные разломы: а — по сейсмическим данным, б — по гравиметрическим данным; 3 — флюидомагматические процессы; 4 — подошва литосферы. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2, 6.

(см. рис. 2). На эти процессы воздействовали глубинные силы в астеносфере, которые, вероятно, были неравномерны по разрезу. Возможно, с глубиной они ослабевали и несколько меняли свое направление, что привело к смещению в северо-западном направлении сдвиговых деформаций, обусловивших строение фиксируемой в ЦБСЗ складки.

Учитывая, что по геофизическим данным кровля реликта Белорусской океанской плиты фиксируется по поверхности Мохо и замечание о том, что земная кора передового фронта надвигающегося БПГП была жесткой и слабо поддавалась деформациям, можно полагать, что коллизионным процессам в пространстве между Фенноскандией и Сарматией подверглось вещество земной коры Сарматии и Белорусской океанской плиты. Последнее подтверждается следующими данными. Вдоль западного края ЦБСЗ протягивается узкая полоса так называемой рудьянской серии (породы гранулитовой фации: амфиболитовые гнейсы, кальцифиры, кристаллические сланцы, пироксенолиты, мраморы и др.), далее породы околоской серии (гнейсосланцевый комплекс). По геолого-петрологическим и геохимическим особенностям породы обеих толщ принадлежат островодужной ассоциации [Геология..., 2001]. Среди магматических образований наиболее примечательны породы русиновского комплекса (диабазы, метадиабазы, метагаббро-диабазы, габброиды, горнблендиты), которые по геохимическим характеристикам близки к офиолитовым ассоциациям океанского дна [Геология..., 2001].

Неравномерными были и тектонические силы со стороны поддвигающейся Фенноскандинавской плиты. В верхней части разреза земной коры, при условии жесткого сцепления верхнего слоя земной коры с нижним слоем, они обусловили значительные чешуйчато-надвиговые деформации, контролируемые листрическими разломами. Судя по сейсмическим данным, горизонтальные смещения в верхах гранитно-метаморфического слоя в юго-восточном направлении составляли не менее 10—15 км.

Таким образом, в процессе коллизии Фенноскандинавской и Сарматской плит, завершившейся 1.7 млрд лет назад, имели место значительные тангенциальные напряжения, которые сформировали сложное строение земной коры в зоне сочленения плит за счет преобразования вещества и структуры ранее субдуцированной Белорусской океанской плиты и окраины Сарматской континентальной плиты.

СВЯЗЬ ТЕКТониКИ ФУНДАМЕНТА И СТРУКТУР ЧЕХЛА

Последующие тектонические события, связанные с формированием ЦБСЗ, привели к возникновению на территории Беларуси и смежных с ней областей двух крупных субширотных трансформных (относительно ЦБСЗ) образований: на севере — Полоцко-Курземского, а на юге — Припятско-Брестского поясов разломов [Гарецкий и др., 1990, 2005].

Между этими субширотными сдвиговыми зонами сформировались утолщенные участки континентальной коры, послужившие теми ядрами, вокруг которых стали образовываться такие крупные платформенные элементы, как антеклизы. Это предопределило первичное местоположение будущей Белорусской антеклизы, образовавшейся на месте утолщенной консолидированной земной коры. Соседние территории более тонкой земной коры и особенно ослабленных разломных зон подверглись внутриконтинентальным процессам рифтогенеза и последующим прогибаниям впадин и синеклиз, что привело к еще большему утонению консолидированной земной коры и литосферы. Наиболее существенная деформация коры и литосферы произошла в Припятском прогибе в позднем девоне, когда в результате листрического раскальвания, захватившего всю земную кору, сформировалась типичная структура рифтового генезиса. К ней приурочена наименьшая мощность консолидированной земной коры и литосферы (соответственно 38—40 и 100 км и менее), в то время как Белорусская антеклиза характерна наибольшей их мощностью (от 50—60 до 200 км и более). Это событие в части глубинного строения земной коры хорошо зафиксировано в материалах ГСЗ.

Тектоническая картина формирования в палеопротерозое Центрально-Белорусской сутурной зоны позволила установить влияние дорифейских процессов на последующие тектонические события, происходившие в фанерозое на территории Беларуси уже на платформенных этапах развития.

ЛИТЕРАТУРА

Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск, ИГН НАН Беларуси, 2002, 175 с.

Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденов И.В. Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. НАН Белоруссии, 1994, т. 38, № 2, с. 93—98.

Богданова С.В. Тектоническое районирование кристаллической коры на западе Восточно-Европейского кратона: характеристика поясов и литотектонических (структурно-вещественных) комплексов // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М., ГеоКАРТ, ГЕОС, 2006, с. 226—232.

Гарецкий Р.Г. Модель строения литосферы по Центрально-Белорусскому геотрансекту // Докл. НАН Беларуси, 1999, т. 43, № 1, с. 88—91.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Об изостатическом состоянии литосферы Беларуси // Докл. НАН Беларуси, 2005, т. 49, № 5, с. 94—98.

Гарецкий Р.Г., Апирубите Р.А., Данкевич И.В., Пашкевич И.К. О сдвиговых перемещениях крупных блоков земной коры запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР, 1990, сер. Б, № 6, с. 6—8.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Хотько Ж.П. Глубинное строение и динамика земных недр территории Белоруссии. Минск, Навука і тэхніка, 1991, 317 с.

Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника, 1996, № 6, с. 58—67.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В. Разломы консолидированной литосферы Беларуси по геофизическим данным // Літасфера, 2005, № 2 (23), с. 102—113.

Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Оценка перспектив алмазности территории Беларуси по данным глубинной геофизики // Літасфера, 2006а, № 2 (25), с. 93—102.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Голобоков С.В., Данкевич И.В. Глубинное строение Центрально-Белорусской шовной зоны по геофизическим данным // Літасфера, 2006б, № 1 (24), с. 101—112.

Геология Беларуси / Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева. Минск, ИГН НАН Беларуси, 2001, 814 с.

Жарков В.Н., Трубицын В.П. Физика планетных недр. М., Наука, 1980, 448 с.

Каратаев Г.И. Геомеханическая характеристика Центрально-Белорусской зоны сочленения Феноскандии и Сарматии // Докл. НАН Беларуси, 2001, т. 45, № 3, с. 91—94.

Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев, Наук. думка, 1981, 262 с.

Кучай В.К., Караев Д.И. Мантийная инъекция и горизонтальные движения // Геология и геофизика, 1988 (2), с. 3—13.

- Соллогуб В.Б.** Литосфера Украины. Киев, Наук. думка, 1986, 184 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.** Глобальная эволюция Земли. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, 446 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.** Природа тектонической активности Земли. Итоги науки и техники. Физика Земли. Т. 12. М., ВИНТИ, 1993, 291 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.** Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 476 с.
- Чекунов А.В.** Эволюция тектоносферы Юго-Восточной Европы // Тектоносфера Украины. Сб. научн. тр. Ин-та геофизики АН УССР, Киев, Наук. думка, 1989, с. 4—17.
- Bogdanova S.** Segments of the East European Craton. EUROPROBE in Jablonna. Warszawa, 1991, p. 33—38.
- Garetsky R.G., Karatayev G.I., Zlotski G., Astapenko V.N., Belinsky A.A., Terletsky V.V. and Euro-bridge seismic working group.** Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus // Tectonophysics, 1999, v. 314, p. 193—217.
- Kozlovskaya E., Taran L.N., Yliniemi J., Giese R., Karatayev G.I.** Deep structure of the crust along the Fennoscandia-Sarmatia Junction Zone (central Belarus): results of a geophysical-geological integration // Tectonophysics, 2002, v. 358, p. 97—120.
- Thibo H., Janik T., Omelchenko V.D., Grad M., Garetsky R.G., Belinsky A.A., Karatayev G.I., Zlotski G., Knudsen M.E., Sand R., Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Guterch A., Lund C.-E., Kharitonov O.M., Ilchenko T., Lysynchuk D.V., Skobelev V.M., Doody J.J.** Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EURUBRIDGE'97 profile // Tectonophysics, 2003, v. 371, p. 41—79.

*Поступила в редакцию
16 сентября 2010 г.*