



Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев

ШОВНЫЕ ЗОНЫ ФЕННОСКАНДИИ, САРМАТИИ И ВОЛГО-УРАЛИИ



НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛАРУСИ
Институт природопользования

Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев

***ШОВНЫЕ ЗОНЫ
ФЕННОСКАНДИИ,
САРМАТИИ
И ВОЛГО-УРАЛИИ***

Минск
«Беларуская навука»
2014

УДК 551.243.8

Гарецкий, Р. Г. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралья / Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев. – Минск : Беларуская навука, 2014. – 120 с. ISBN 978-985-08-1781-5.

На основании комплексной геологической интерпретации геофизических полей с применением методики физико-геологического моделирования разреза изучено глубинное строение и вещественные неоднородности литосферы и астеносферы линейных межсегментных коллизионных зон (Центральнобелорусской, Рязано-Саратовской и Центральнорусской) конвергенции Фенноскандинавского, Сарматского и Волго-Уральского сегментов, образующих Восточно-Европейский кратон, и выделен новый тектонический элемент – Слободский тектоно-геодинамический узел их тройственного сочленения, в котором веерообразно сходятся магнитные и гравитационные аномалии, ранние авлакогены и Осницко-Микашевичский и Серпуховский вулcano-плутонические пояса. Установлены существенные различия тектонофизической природы образования этих структур: линейные шовные зоны, сопровождаемые вулcano-плутоническими поясами, формировались в процессе субдукции андского и зондского типов с последующей коллизией, а природа Слободского узла связывается с тектонофизическими процессами взаимодействия сжимающих напряжений, возбуждаемых глубокофокусными землетрясениями с пересекающими их конвективными потоками мантийного вещества, и затягиванием вещества земной коры сегментов в верхнюю мантию. Широкий спектр осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций, присутствующих в зонах сочленения сегментов земной коры, обуславливает их высокий металлогенический потенциал. Кроме того, в процессе субдукции в результате перемещения горных пород на глубинные уровни переплавления докембрийских водонасыщенных карбонатно-силикатных осадков могут возникать алмазоносные магмы. В качестве примера в монографии приведены перспективы рудоносности Центральнобелорусской шовной зоны и влияния ее субдукционного процесса на перспективы алмазоносности Беларуси.

Рассчитана на геологов, геофизиков, научных сотрудников, преподавателей и аспирантов, изучающих Восточно-Европейскую платформу.

Ил. 62. Библиогр. – 146 назв.

Р е ц е н з е н т ы:

член-корреспондент НАН Беларуси,
доктор геолого-минералогических наук А. К. К а р а т а е в
доктор геолого-минералогических наук В. Н. А с т а п е н к о

ISBN 978-985-08-1781-5

© Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., 2014
© Оформление РУП «Издательский дом «Беларуская навука», 2014

ВВЕДЕНИЕ

Примерно 1,7 млрд лет назад на Европейском континенте в истории Земли произошло крупнейшее геологическое событие: в процессе конвергенции трех литосферных микроплит (сегментов) – Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской – образовался Восточно-Европейский кратон, предопределивший геологическое формирование и развитие Восточно-Европейской платформы (Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2005). **Несколько лет мы проводили исследования тектонофизических особенностей зон сочленения этих сегментов, так или иначе раскрывающих геологические тайны процессов, происходящих в течение субдукции и коллизии сталкивающихся микроплит литосферы.**

Зоны сочленения литосферных плит тектонически рассматриваются как шовные структуры, сутуры, пояса значительной протяженности относительно небольшой ширины, нередко рифтогенного генезиса, возникшие на месте бывшего океана при смыкании (конвергенции) двух континентальных плит, и обычно характеризуются процессами субдукции и коллизии. Для шовных зон свойственны линейные аномалии поля силы тяжести, обусловленные глубинными высокоплотными слоями земной коры; повышенные скорости прохождения сейсмических волн; они нередко сопровождаются интенсивными магнитными аномалиями (Хаин, Ломизе, 1995).

В шовных зонах протекают интенсивные складчатые и чешуйчато-надвиговые деформации, а также разнообразные проявления магматизма. Для них характерна разломная тектоника, создающая слоисто-блоковый ансамбль структур, с которыми связана богатая рудоносность (Чупров, 1984). При этом в литосфере, в особенности в ее верхней хрупкой части (земной коре), в процессе коллизии образовались разломы различной длины, ширины и глубинности, которые привели к ее очень сильному растрескиванию на серию блоков и тектонических пластин, различающихся между собой по мощности, вещественному составу, внутренней структуре и современной морфоструктуре земной коры.

В зонах глубинных разломов конденсируется энергия касательных напряжений с этапами высокой активности, происходит понижение вязкости вещества и тем самым повышение проницаемости для тепловых, ионных и других потоков вещества из глубинно-мантийных слоев, а также облегчение горизонтального смещения блоков. В связи с этим вещество в разломных зонах, осо-

бенно возникших в результате растяжений (сбросы, раздвиги и др.), по своим физическим свойствам отлично от окружающих пород. Оно менее плотное, более рыхлое, обладает высокой проницаемостью и пористостью, хорошей фильтрационной способностью, водонасыщенностью. Поэтому разломные зоны являются хорошими каналами, по которым с больших глубин в верхние слои поступают расплавленное магматическое вещество, флюиды, газы, эманации, в том числе выходящие на земную поверхность (например, радон).

Зоны глубинных разломов обладают большой длительностью развития. Многие из них являются активными и в настоящее время. Они обычно четко фиксируются в геофизических полях. К разломным зонам приурочены основные наиболее интенсивные землетрясения. Они также являются хорошими проводниками напряжений, идущих от далеких землетрясений. Через разломные зоны на большие глубины в литосферу проникает внешнее электромагнитное поле Земли, которое, встречая глубинные электропроводящие слои, возбуждает вторичное индуктивное электромагнитное поле, выходящее по разломам на земную поверхность. То есть в зонах разломов непрерывно протекают своего рода электромагнитные бури. В зонах разломов наблюдаются временные вариации гравитационного и магнитного полей, обусловленные разуплотнением глубинного вещества и его перемещением.

Вдоль глубинных разломов, ограничивающих шовные зоны, происходило поглощение океанской коры, разделявшей сближающиеся литосферные плиты. В процессе сближения литосферных плит разделяющая их океанская кора в ряде случаев поддвигается под одну из плит (субдукция). При непосредственном же столкновении собственно плит в зоне их сочленения возникают деформации коры, складки, смятия, тектонические пластины, разломы (коллизия).

В этих шовных зонах сочленения конвергирующих плит океанская кора, с одной стороны, поддвигается в мантию под одну из плит, а с другой – в верхней части зоны сближения она разбивается на различного вида блоки – в виде останцов, чешуй или тектонических пластин различных размеров; здесь же формируются осадочно-вулканогенные толщи, нередко содержащие высокожелезистые образования типа джеспилитов (магнетитовых кварцитов). При этом уровень метаморфизма толщ, выполняющих шовные зоны, колеблется в пределах от высокотемпературной амфиболитовой до зеленосланцевой фации (Хаин, 1985). Нередко наблюдаются проявления зонального метаморфизма, когда представленные различными метаморфическими фациями породы образуют закономерно построенные метаморфические пояса (Павлинов, Соколовский, 1990).

Важнейшей металлогенической особенностью шовных зон является их высокая продуктивность, обусловленная широким спектром представленных в структуре зон вулканогенно-осадочных и интрузивных магматических формаций. Шовные зоны характеризуются полиформационным характером металлогении при тесном пространственном совмещении самых различных рудоформационных типов, в нормальных условиях встречающихся в разных струк-

турно-формационных зонах. Здесь устанавливаются месторождения черных (железо, титан, хром), цветных (медь, никель, кобальт, свинец, цинк), редких (цирконий, тантал, ниобий, литий, рубидий, редкоземельные элементы) и благородных (золото, платиноиды) металлов при ведущей роли сульфидного медно-никелевого, титаномагнетитового, хромитового и редкоземельного оруденения.

Изучение таких зон – важнейшая и сложнейшая задача геофизиков и геологов. Методы изучения: глубинные сейсмические зондирования, когда путем проведения на земной поверхности искусственных взрывов изучается картина распространения в литосфере сейсмических волн; гравитационные и магнитные поля, характеризующие плотностные и магнитные неоднородности вещества литосферы, линейность морфологии аномальных полей в зоне конвергентности плит; магнитотеллурические зондирования, позволяющие в литосфере обнаружить электропроводящие линзы. Комплексируя специальными физико-геологическими методами моделирования такие геофизические материалы на той или иной территории совместно с геологическими данными, в том числе в зонах сочленения крупных блоков земной коры, мы устанавливаем глубинное строение и физические неоднородности вещества литосферы.

В настоящей работе описываются результаты многолетних геолого-геофизических исследований зон конвергенции Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, которые сделаны на основании комплексирования данных глубинных сейсмических и магнитотеллурических зондирований (ГСЗ и МТЗ), гравиметрической и магнитометрической съемок различных масштабов, анализа материалов тектонических построений вдоль профилей физико-геологического моделирования (ФГМ).

После краткого описания тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы мы последовательно освещаем материалы о конвергенции сначала Фенноскандии и Сарматии с окончательным результатом построения тектоно-геодинамической модели Центральнорусской шовной зоны. Далее рассмотрены проблемы, связанные с конвергенцией Сарматии и Волго-Уралии, описана тектоно-геодинамическая модель Рязано-Саратовской шовной зоны. За ней следует сообщение о конвергенции Фенноскандии и Волго-Уралии и тектоно-геодинамической модели Центральнорусской шовной зоны. Завершается цикл моделирования данными о строении, развитии и тектонофизической модели Слободского тектоно-геодинамического узла конвергенции одновременно всех трех сегментов.

В заключение приводятся перспективы поисков полезных ископаемых шовных зон, причем наиболее полно для более изученной Центральнорусской зоны. При этом раздел 6.1. «Минерагения Центральнорусской (Смолевичско-Дрогичинской) шовной зоны и перспективы ее рудоносности» написан И. В. Найденковым, которому авторы высказывают искреннюю благодарность.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Наиболее общепринятой точкой зрения о тектонике фундамента Восточно-Европейской платформы является концепция (рис. 1.1, вклейка) о трех докембрийских сегментах земной коры: Фенноскандии, включающей территорию Балтийского щита; Сарматии, объединяющей области Украинского щита и Воронежского массива, и Волго-Уралии (Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2005).

Фенноскандия состоит из двух частей (рис. 1.2): северо-восточного мегаблока (субсегмента) Кола-Карелия, образованного главным образом архейской земной корой (возрастом 3,7–2,6 Ga), и юго-западного Балта-Беларусь с палеопротерозойской земной корой (возрастом 2,0–1,6 Ga). На северо-западе Кола-Карелии выделяется Лапландско-Кольский коллизионный пояс, в пределах которого архейская земная кора переработана в палеопротерозое (1,9–1,8 Ga). Балта-Белоруссия сложена несколькими структурными поясами, которые в основном имеют субмеридиональное простирание. К берегам Балтийского моря примыкает Западнолитовский блок, сложенный пара- и ортогнейсами гранулитовой фации с возрастом (1,85–1,80 Ga), который на востоке граничит с Восточнолитовским поясом амфиболитовой фации (1,90–1,85 Ga). Здесь развиты интрузии, в том числе крупный Рижский плутон (около 1,6 Ga), и более поздние Мазурские (1,5–1,4 Ga). Крайним на востоке этого субсегмента является Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, который состоит из гранулитовых блоков, разделенных зонами разломов и бластомилонитизации, и имеет чешуйчато-надвиговое строение. Блоки сложены палеопротерозойскими (1,90–1,85 Ga) ортогранулитами, представленными метабазитами, эндербитами и чарнокитами.

Следует подчеркнуть, что ряд исследователей (Аксаментова, Найденов, 1991) считают, что эти гранулитовые комплексы имеют архейский возраст, а ранее названные палеопротерозойские возрасты связаны с более поздней тектономагматической активизацией. М. В. Минц (2011) также на территории субсегмента Балта-Беларусь выделяет гипотетический микроконтинент Прибалтика, который сложен архейской земной корой. Кроме того, он в пределах Фенноскандии наметил региональный дугообразной формы Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский позднепалеопротерозойский ороген, состоящий из трех секторов: Лапландского, Среднерусского и Южноприбалтийского (рис. 1.3, вклейка).

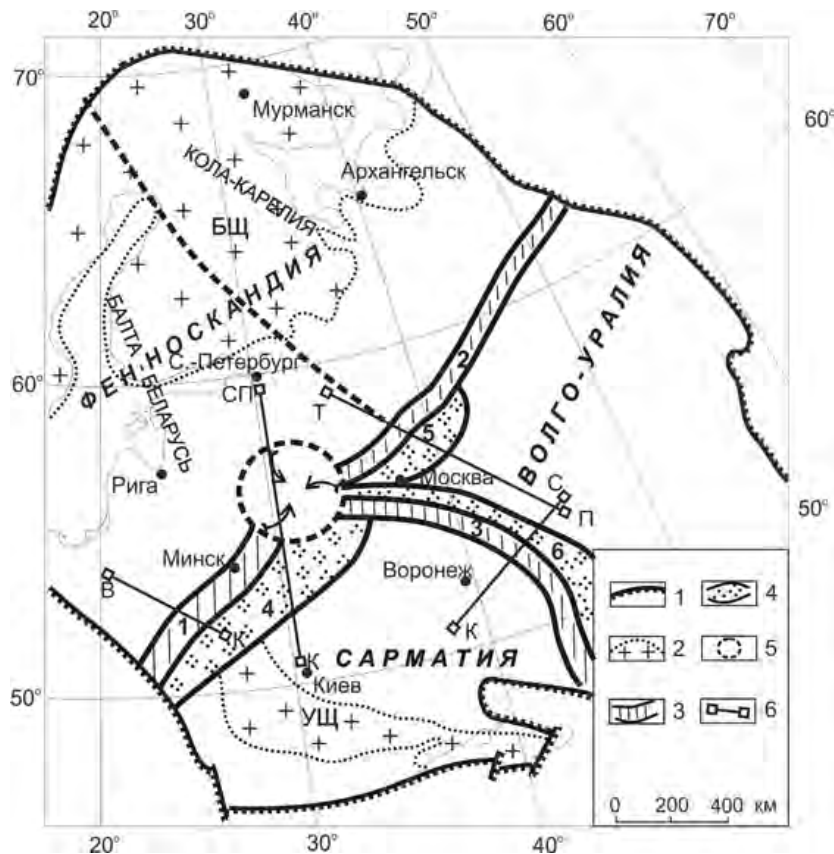


Рис. 1.2. Схема основных сегментов фундамента Восточно-Европейской платформы и зон их сочленения (сутур): 1 – границы платформы, 2 – щиты (БШ – Балтийский, УЩ – Украинский), 3 – шовные зоны (1 – Центральнобелорусская, 2 – Центральнорусская, 3 – Рязано-Саратовская), 4 – вулcano-плутонические пояса (4 – Осницко-Микашевичский, 5 – Серпуховский, 6 – Рязанский), 5 – Слободский тектоно-геодинамический узел, 6 – профили физико-геологического моделирования: В-К (Варена–Несвиж–Кареличи), СП-К (Санкт-Петербург–Киев), К-С (Красногвардейск–Воронеж–Пачелма–Саранск), Т-П (Тихвин–Пенза)

Сарматия расположена к восток-юго-востоку от Балта-Беларуси. Между ними развита зона сочленения – Центральнобелорусская сутурная зона. Сарматия образована несколькими архейскими террейнами с возрастом формирования земной коры 3,7–2,8 Ga и палеопротерозойскими поясами, которые их наращивали в течение 2,2–2,1 и 2,0–1,9 Ga (Shchipansky, Bogdanova, 1996). Вдоль окраины Сарматии полосой в 150–200 км протянулся Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс от юго-западной границы Восточно-Европейской платформы на расстояние около 1000 км (Аксаментова, 2002). Возраст земной коры пояса – 2,0–1,9 Ga. Более молодые (около 1,8–1,75 Ga) интрузии и вулканы субщелочного состава, а также осадочные комплексы, выполняющие небольшие сопряженные с интрузиями впадины, соответствуют времени формирования Коростенского и других интрузивных комплексов позднего палеопротерозоя Украинского щита (Богданова, 2006). Последние расположены в пределах Волынского блока, сложенного в основном палеопротерозойскими

породами, среди которых преобладают гранитоиды житомирского (2,06–2,02 Ga) и осницкого (2,0–1,95 Ga) комплексов. Отделяясь Бердичевской зоной, к югу находится архейский Подольский блок с возрастом земной коры 3,7–2,8 Ga. Далее к востоку за Севск-Ингулецкой (Кировоградской) зоной с палеопротерозойской земной корой расположен крупный архейский мегаблок, состоящий из двух блоков: западного гнейсогранит-зеленокаменного Сумско-Днепров-

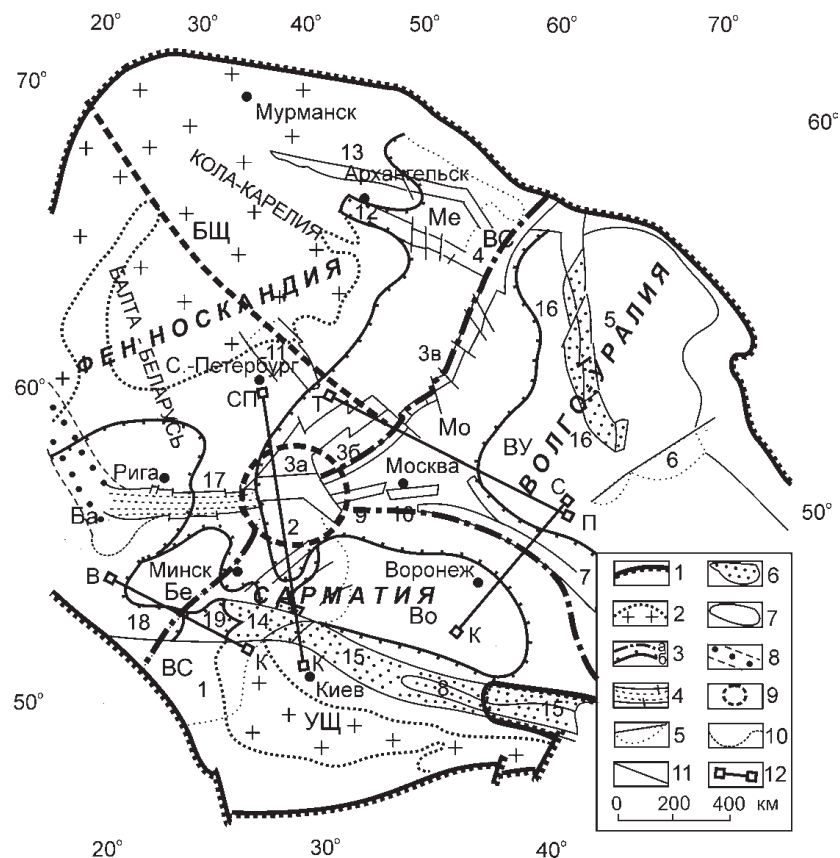


Рис. 1.4. Соотношение сегментов Фенноскандии, Сарматии Волго-Уралии и основных структур платформенного этапа развития Восточно-Европейской платформы: 1 – границы платформы; 2 – щиты (БЩ – Балтийский, УЩ – Украинский); 3 – границы *a* – сегментов Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, *б* – антеклиз и синеклиз (антеклизы: Бе – Белорусская, Во – Воронежская, ВУ – Волго-Уральская; синеклизы: Ба – Балтийская, Мо – Московская, Ме – Мезенская); 4 – Полоцко-Курземский пояс разломов. Системы палеорифтов: 5 – ранних (ВС – Вольно-Среднерусская система прогибов: 1 – Вольнский, 2 – Оршанский палеопрогобы; Среднерусский авлакоген: 3а – Валдайская, 3б – Тверская, 3в – Сухонская ветви; 4 – Яренская впадина. Авлакогены: 5 – Кажимский (Вятский), 6 – Серноводско-Абдулинский, 7 – Пачелмский, 8 – Днепровско-Донецкий). Грабены: 9 – Гжатский, 10 – Московский, 11 – Ладожский, 12 – Двинский, 13 – Лешуконский); 6 – поздних (14 – Припятский, 15 – Днепровско-Донецкий, 16 – Вятский прогибы); 7 – зоны перикратонных опусканий, синхронных в развитии с ранними палеорифтами; 8 – Готландский пояс; 9 – контур Слободского позднепротерозойского тектоногеодинамического узла; 10 – условная южная граница Клайпедской сигмоиды; 11 – разломы; 12 – профили физико-геологического моделирования: В-К (Варена-Несвиж-Коростень), СП-К (Санкт-Петербург-Киев), К-С (Красногвардейск-Воронеж-Пачелма-Саранск), Т-П (Тихвин-Пенза). Номера 17–19 – тектонические структуры: 17 – Латвийская седловина, 18 – Подляско-Брестская впадина, 19 – Полесская седловина

ского (3,2–3,0 Ga) и восточного гранулитогнейсового Оскол-Азовского (3,65–2,8 Ga). На границе с Волго-Уралией лежит Восточно-Воронежский пояс с палеопротерозойской земной корой (2,2–2,1 Ga).

М. В. Минц (2011) в восточной части Сарматии выделяет архейские блоки (микроконтиненты): Курский и Хопер. Они разделены Липецко-Лосевским вулканическим поясом. Между Сарматией и Волго-Уралией развита Рязано-Саратовская шовная зона, а на окраине Волго-Уралии – Рязанский вулкано-плутонический пояс.

Волго-Уралия сложена архейской земной корой (3,1 Ga). Здесь выделяется ряд овальных куполов (овоидов), сложенных гранулитами. В их центральных частях имеются палеопротерозойские граниты и гнейсовые комплексы, как результат переработки в палеопротерозое (2,3–2,0 Ga). Эти купола образуют два мегаблока: Волго-Камский и Средневожжский, разделенные Владимир-Казанской зоной (Bogdanova et al., 2005).

Овоиды – это чашеобразующие блоки земной коры округлой или овальной формы 300–600 км в диаметре с основанием на уровне коромантийного раздела. В их строении преобладают мафитовые гранулиты, габброиды, габбро-анортозиты и ультрамафиты. Межовоидные зоны выполнены метаосадочными гранулитами при участии мафитовых разностей (Минц, 2011). Волго-Уралия сочленяется с Фенноскандией по Центральнорусской шовной зоне, а в ее окраинной юго-западной части развит Серпуховский вулкано-плутонический пояс (см. рис. 1.3, вклейка).

На рис. 1.4 показано соотношение докембрийских структур фундамента и платформенных структур. Заметим, что именно пространственное положение авлакогенов дало основание С. В. Богдановой наметить границы между сегментами Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии (Bogdanova, 1993). Действительно, авлакогены раннеплатформенного этапа развития в основном унаследовали зоны сочленения сегментов фундамента. Однако более детальное изучение шовных зон показало, что они по отношению к авлакогенам занимают несколько различную позицию, а в некоторых случаях полностью даже не соответствуют друг другу. На схеме (см. рис. 1.4) показаны основные тектонические элементы платформенного этапа развития Восточно-Европейской платформы, которые имеют разное соотношение со структурами фундамента (Гарецкий, 2005).

КОНВЕРГЕНЦИЯ ФЕННОСКАНДИИ И САРМАТИИ

2.1. Строение Центральнобелорусской шовной зоны

2.1.1. Геологическое строение

Центральнобелорусскую зону, первоначально считая ее прогибом, выделили при тектоническом районировании фундамента Беларуси Н. В. Аксаментова и И. В. Найденков (Палеотектоника..., 1983; Тектоника запада..., 1990; Геологическая карта..., 1990; Геология Беларуси, 2001). Со временем ее размеры, объяснения тектонической природы и названия изменялись: Центральнобелорусская структурная зона (Геология Беларуси, 2001) или Центральнобелорусская зона (Аксаментова, Найденков – Нацыянальны атлас Беларусі, 2002). И. В. Найденков (1998), изучая металлогению Центральнобелорусской шовной зоны, назвал ее Смолевичско-Дрогичинской зоной.

Центральнобелорусская зона в границах интерпретации Н. В. Аксаментовой и И. В. Найденкова показана на рис. 2.1. Зона расположена между Стоходско-Могилевским, Кореличским и Чашникским разломами. Она граничит на западе с Белорусско-Прибалтийским гранулитовым поясом, а на востоке – с Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом. Центральнобелорусская зона имеет очень сложное строение и состоит из серии клиновидных блоков разновозрастных метаморфических и магматических пород различной ориентировки. Вдоль западного края зоны протягивается узкая полоса рудьянской серии (амфиболитовые гнейсы, кальцифиры, кристаллические сланцы и др.), далее, к востоку – породы околоской серии (гнейсосланцевый комплекс). Обе серии принадлежат островодужной ассоциации (Солодилова, 1998). Магматические образования представлены русиновским комплексом, по геохимическим характеристикам близким офиолитовой ассоциации океанского дна (Найденков, 1998). В пределах зоны расположены Минский гранулитовый блок и Бобовнянский гранитогнейсовый купол.

Согласно тектонической концепции С. В. Богдановой, сочленение Фенноскандии и Сарматии находится в пределах Центральнобелорусской зоны, которую многие исследователи начали рассматривать как шовную зону – сутуру. Именно здесь в раннем протерозое произошла субдукция (2,0 Ga), а затем и коллизия (1,85–1,7 Ga) этих сегментов, в результате чего и, включая Волго-Уральский сегмент, возник Восточно-Европейский кратон (Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 1996, 2005). Но выделенный Н. В. Аксаментовой и И. В. Найденковым по геофизическим данным северо-восточнее Центральнобелорусской зоны Витебский гранулитовый массив (Геологическая карта..., 1990), который

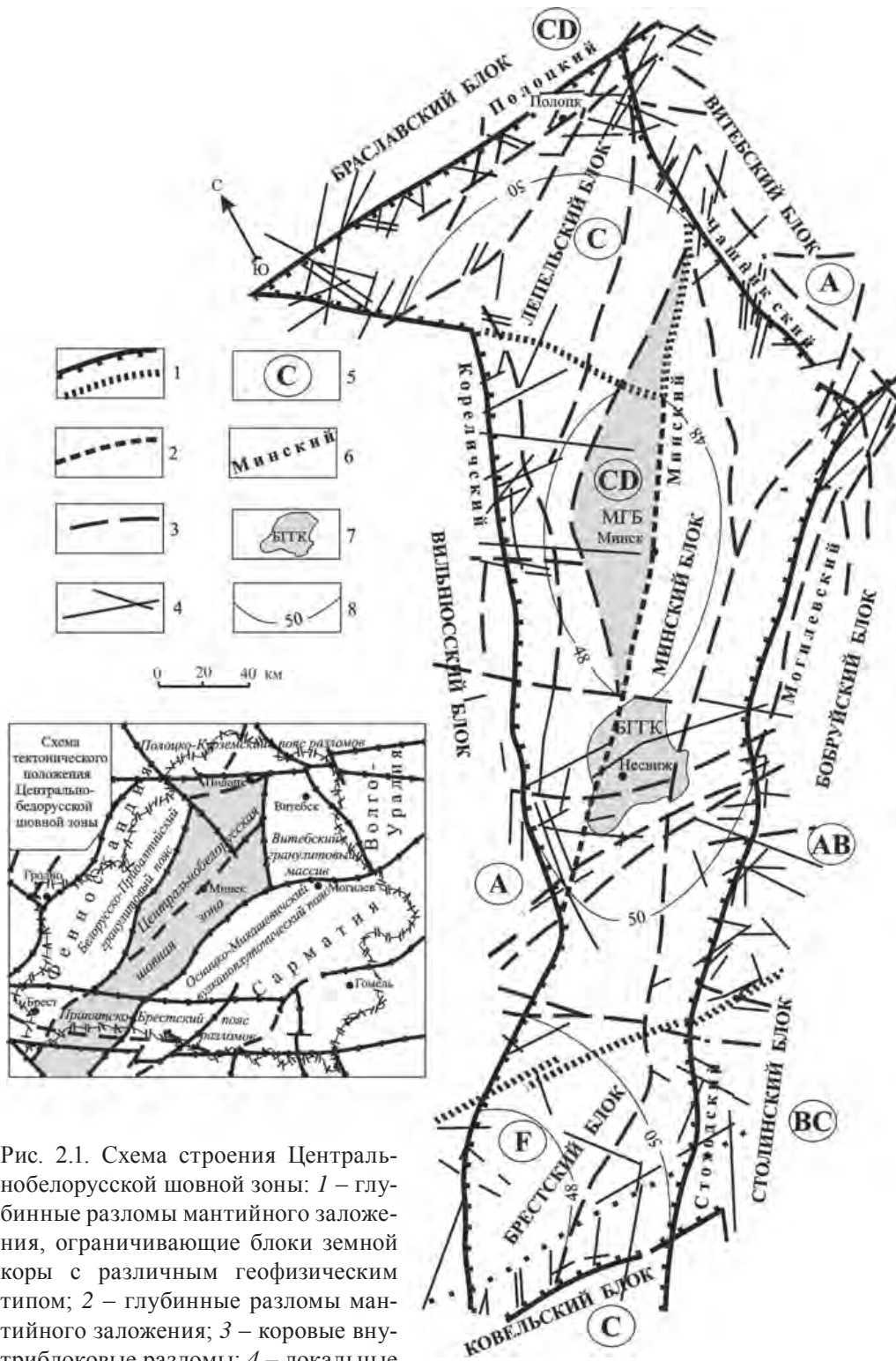


Рис. 2.1. Схема строения Центрально-белорусской шовной зоны: 1 – глубинные разломы мантийного заложения, ограничивающие блоки земной коры с различным геофизическим типом; 2 – глубинные разломы мантийного заложения; 3 – коровые внутриблоковые разломы; 4 – локальные оперяющие разломы; 5 – геофизические типы земной коры; 6 – наименования разломов; 7 – наименования и границы блоков: БГГК – Бобовнянский гранитогнейсовый купол, МГБ – Минский гранулитовый блок; 8 – изолинии мощности земной коры, км

показан на рис. 2.2, нарушает общую тектоническую картину процесса сочленения Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии (см. рис. 1.2), являясь как бы неким останцом архейской коры.

В связи с этим мы, привлекая новые геофизические и геологические материалы, включая бурения, рассмотрели правомерность выделения Витебского гранулитового массива только по геофизическим данным. Витебскому гранулитовому массиву свойственно сложное в основном мозаичное аномальное магнитное поле средней интенсивности. Массив со всех сторон ограничен разломами: Борисовским – на западе, Бельничским – на юге (являющимся

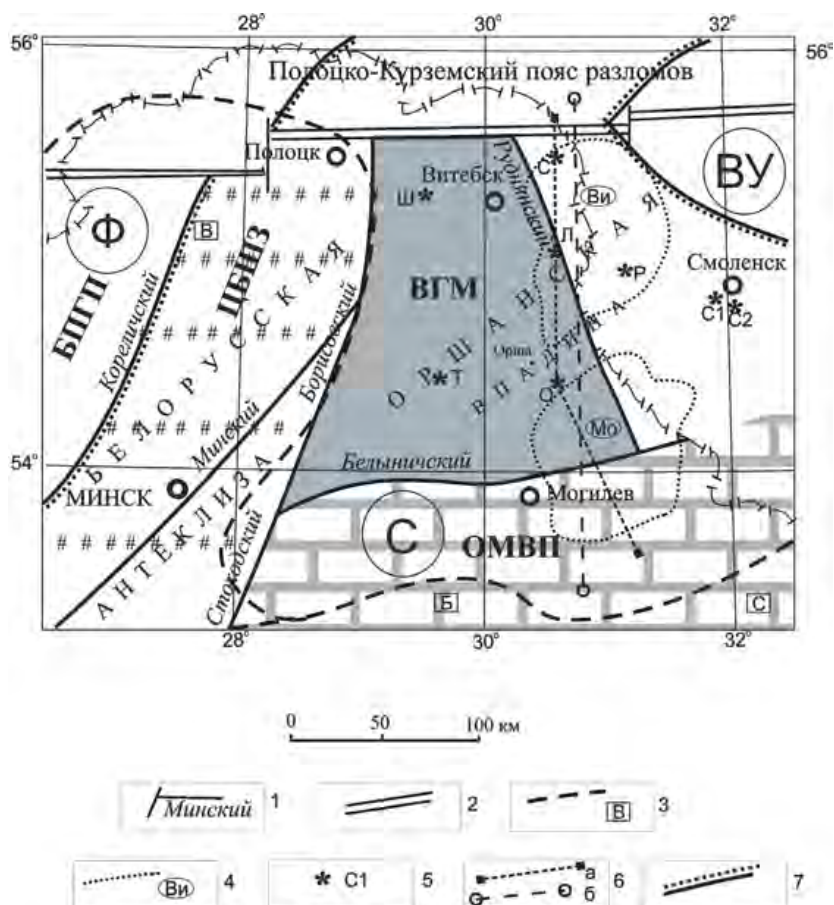


Рис. 2.2. Схема тектонического районирования фундамента северо-востока Беларуси с Витебским гранулитовым массивом: 1 – глубинные разломы и их названия; 2 – южная граница Подольско-Курземского пояса разломов; 3 – контуры структур платформенного чехла и названия погребенных выступов: В – Вилейский, Б – Бобруйский, С – Суражский; 4 – контуры Витебской (Ви) и Могилевской (Мо) мульды; 5 – скважины и их названия: Т – Толочинская-29, О – Оршанская 2, Л – Лиозненская 2, Р – Рудненская 1, С – Суражская 1, С1 – Смоленская 1, С2 – Смоленская 2, Ш – Шумиленская 3; 6 – геофизические профили: а – сейсмический профиль Чериков–Орша–Усвяты, б – фрагмент геотраверса VII–VII Гомель–Усвяты магнитотеллурических зондирований; 7 – границы Фенноскандинавского (Ф), Сарматского (С) и Волго-Уральского (ВУ) геосегментов. ВГМ – Витебский гранулитовый массив, ОМВП – Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, ЦБШЗ – Центральнобелорусская шовная зона, БПГП – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс

элементом Стоходско-Могилевского регионального разлома), Руднянским – на северо-востоке и Полоцко-Курземским – на севере. В его пределах только одна скважина близ г. Толочина вскрыла гранит-биотитовые гнейсы гранулитовой фации. Остальные скважины, вскрывшие фундамент (в районе г. Орши, г. п. Лиозно и Шумилино), встретили плагиограниты, лейкограниты и гнейсы, т. е. породы, не характерные для гранулитовых комплексов (Геология Беларуси, 2001). Скважины Смоленская 1 и 2, находящиеся непосредственно к востоку от Витебского гранулитового массива, вскрыли среднезернистые габбро-диориты, не отличимые от пород диорит-гранодиорит-гранитной формации Осницко-Микашевичского пояса. В скважине Суражская 1, расположенной вблизи от северо-восточной границы Витебского массива, вскрыты гранодиориты микашевичского комплекса, абсолютный возраст которых равен $1986,9 \pm 5,8$ млн лет, т. е. он близок к изотопным датировкам гранитоидов Осницко-Микашевичского пояса (Бибикова и др., 2009). Следовательно, непосредственно к востоку от Витебского массива находится область распространения верхнеархейско-нижнепротерозойского амфиболит-гнейсового комплекса, прорываемого интрузиями гранит-гранодиоритовой формации микашевичского комплекса.

По площади Витебский массив совпадает с выделенной значительно ранее (Тектоника Белоруссии, 1976) одноименной свекофенно-карельской складчатой системой, субмеридионально разделяющей Минский и Смоленский до-свекофенно-карельские массивы. Отметим также, что Витебский массив в значительной мере совпадает по площади с Оршанской впадиной, точнее – он проецируется в основном на ее очень пологий западный борт, и лишь восточный край массива частично попадает на самые глубокие части впадины – Витебскую и Могилевскую мульды (см. рис. 2.2).

С. В. Богданова с соавторами в рамках концепции трех главных сегментов Восточно-Европейской платформы границу между Фенноскандией и Сарматией одно время проводила по южному краю Витебского массива, тем самым включая его в пределы Фенноскандии (Bogdanova et al., 1996), а позднее – по его западному краю, относя этот массив к Сарматии, и вместе с Центрально-белорусской зоной и Осницко-Микашевичским поясом – к зоне с возрастом складчатых комплексов 2,0–1,95 млрд лет (Bogdanova et al., 2005; Стрoение и динамика..., 2006).

Все эти противоречивые материалы геофизики и бурения заставили нас провести комплексную интерпретацию сейсмических, магнитотеллурических, гравиметрических и магнитных данных на территории Витебского гранулитового массива и соседних структур.

Прежде всего обратимся к аномальному магнитному полю, картина которого в сущности и была использована Н. В. Аксаментовой и И. В. Найденковым при выделении Витебского массива как самостоятельной тектонической единицы. Территория расположения массива обеспечена аэромагнитными съемками в масштабе 1:50 000 и 1:200000, выполненными под руководством

Б. П. Травникова и в последующем обобщенными И. В. Данкевичем в виде «Карты аномального магнитного поля Беларуси масштаба 1:500 000». Анализируя морфологию магнитного поля на площади массива, находим, что это поле сложно ориентированное, мелко изрезанное, с очень высокими горизонтальными градиентами и в целом представлено своеобразным сплошным «магнитным покровом», характерным для областей развития трапповых формаций. Встречаются как отдельные разноориентированные локализованные аномалии различных простираний, так и крупные по площади «покровно-пластовые» аномалии. Высокие градиенты аномалий свидетельствуют о неглубоко залегающих магнитоактивных телах. Интерпретация магнитного поля свидетельствует, что аномалии образованы тонкими субгоризонтально залегающими пластами с намагниченностью в среднем 0,8–1,5 А/м, характерными для эффузивных покровов (Физические..., 1976).

На площади Витебского массива и Оршанской впадины по материалам Гомельской и Червенской аэромагнитных партий по локализованным магнитным аномалиям были рассчитаны глубины залегания верхних кромок возмущающих магнитоактивных тел. Построенная по этим глубинам вариационная диаграмма имеет два экстремума, свидетельствующие, что подавляющее большинство (до 83%) магнитных тел фиксируется на небольших глубинах (0,1–1,0 км), в среднем около 0,5 км, а около 17% тел характеризуются глубинами верхних кромок пластов в пределах 1,1–3,5 км, в среднем около 1,5 км. По этим данным построена карта поверхности магнитоактивного слоя и определена его мощность; т. е. магнитные массы образуют некий слой эффузивно-осадочных пород мощностью порядка от 0,5 до 2,5 км (Каратаев и др., 2006). Сопоставление поверхности магнитоактивного слоя с рельефом фундамента, представленного в статье (Айзберг и др., 2004), показывает, что они существенно близки друг к другу.

Для выяснения природы этого явления по сейсмическому профилю Чериков–Орша–Усвяты было выполнено комплексное физико-геологическое моделирование с использованием аномального гравитационного поля, материалов интерпретации магнитотеллурических зондирований, проведенных по геотрансекту VII–VII Гомель–Усвяты, проходящему вблизи сейсмического профиля (см. рис. 2.2), и картины временного сейсмического разреза, построенного с учетом глубинной миграции В. М. Глоговским (Разломы..., 2007), рис. 2.3.

На рис. 2.3 представлен результат комплексного физико-геологического моделирования по этому профилю. Прежде всего отметим, что крупные минимумы гравитационного поля хорошо совпадают с контурами Могилевской и Витебской мульды Оршанской впадины, но по интенсивности они разнятся на 10 мГал. Могилевской мульде ниже поверхности фундамента соответствует высокоэлектропроводящий слой мощностью до 1 км, а в Витебской мульде выделяются отдельные площади такого слоя с несколько меньшей мощностью (до 0,5 км) (Каратаев и др., 2006). Как известно (Физические..., 1976), плотность эффузивных пород колеблется от 2,5 г/см³ для андезитов до 2,95 г/см³ для диабазов, составляя в среднем около 2,65 г/см³. Учитывая наличие в разрезе

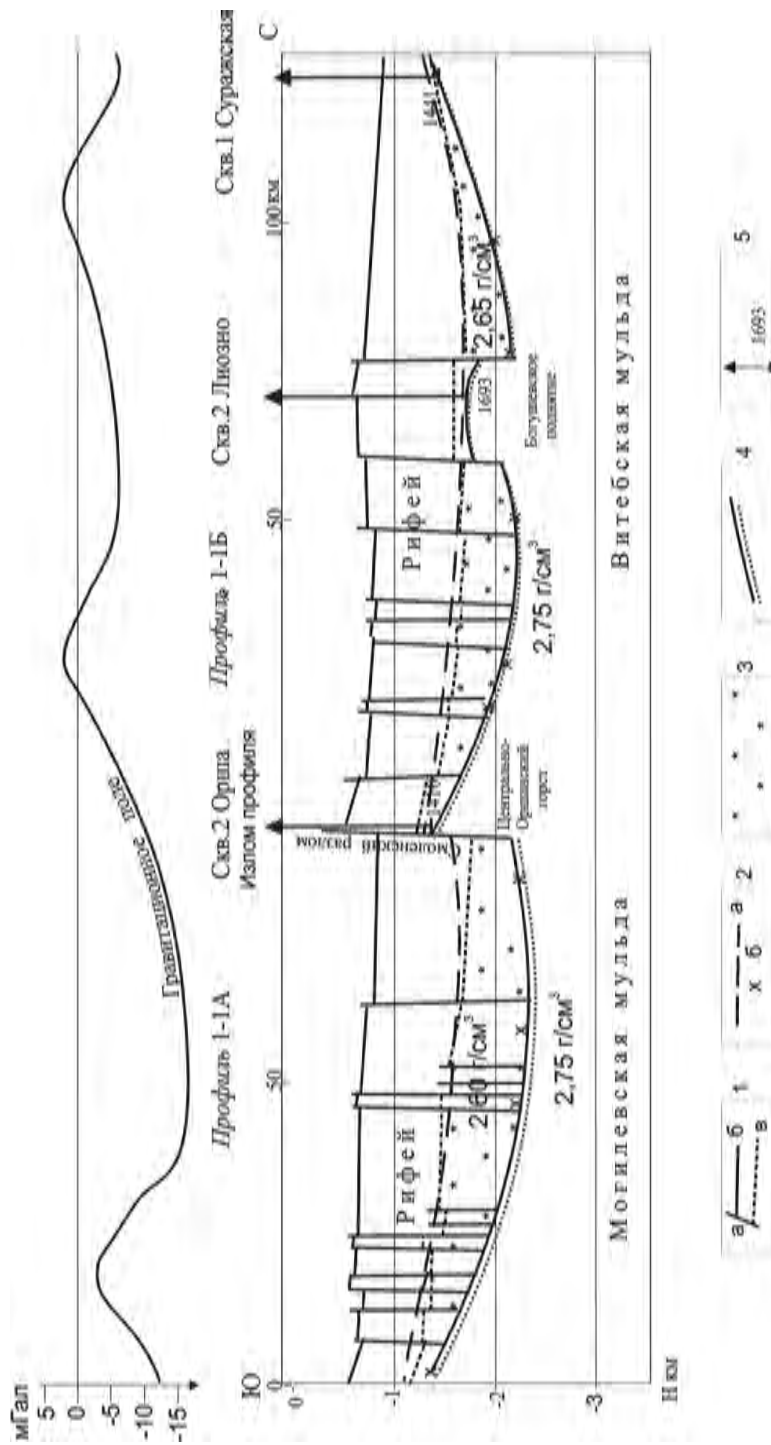


Рис. 2.3. Комплексный геолого-геофизический разрез по профилю Чериков–Орша–Усвяты: 1 – сейсмические границы; а – разломы, б – поверхность рифейских отложений, в – поверхность «сейсмического» фундамента; 2 – данные интерпретации магнитного поля; а – поверхность магнитоактивной толщи, б – глубины залегания верхних кромок магнитных тел, расположенных в зоне поверхности кристаллического фундамента; 3 – высокоэлектропроводящая зона; 4 – поверхность кристаллического фундамента; 5 – абсолютные отметки забоя скважин

высокоэлектропроводящего слоя, для гравитационного моделирования предварительно были приняты следующие интервалы плотностей: для надрифейского комплекса осадочных пород – $2,15\text{--}2,20\text{ г/см}^3$, для рифейских отложений – $2,35\text{ г/см}^3$, для осадочно-вулканогенного слоя – $2,55\text{--}2,65\text{ г/см}^3$. Плотность верхнеархейско-нижнепротерозойского амфиболит-гнейсового кристаллического фундамента принята равной $2,75\text{ г/см}^3$.

Анализируя полученный комплексный разрез, заметим следующее. Во-первых, обратим внимание на плотность магнитоактивного (осадочно-вулканогенного) слоя, которая в результате гравитационного моделирования оказалась равной $2,60\text{--}2,65\text{ г/см}^3$. Для пород с такой плотностью характерны скорости сейсмических волн $5,8\text{--}6,0\text{ км/с}$ (Физические..., 1976). Авторы интерпретации сейсмических данных по рассматриваемому профилю при построении разреза в качестве характеристики фундамента приняли значение скорости $5,7\text{--}6,0\text{ км/с}$ (Кудрявец и др., 2003). Сопоставляя эти цифры, видим, что, по нашему мнению, сейсмическими данными фиксируется не собственно кристаллический фундамент, а поверхность промежуточного осадочно-вулканогенного слоя, выше которого залегают низкоплотные ($2,35\text{ г/см}^3$) средне-верхнерифейские отложения.

Скорее всего, выделенный нами магнитоактивный слой принадлежит квазиplatformенному чехлу, к его нижней части, которая сформировалась одновременно с кратонизацией фундамента в позднем палеопротерозое (статерии) (Нагорный, Николаев, 2003; Гарецкий, 2004). Этот комплекс тяготеет к областям развития гранитов рапакиви и габбро-норитов, местами дислоцирован и метаморфизован и поэтому часто по своим реологическим свойствам приближен к породам фундамента – результат вертикальной аккреции гранитно-метаморфического слоя земной коры (Леонов и др., 2000). Это подтверждается вскрытыми скважинами Оршанская 2, Лиозненская 2 и Суражская 1 граниты и гранодиориты – относительно легкие породы, которые в гравитационном поле отражаются минимумами (см. рис. 2.3).

Собственно поверхность архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента с плотностью $2,75\text{ г/см}^3$ залегает на глубинах: в Могилевской мульде до $2,5\text{ км}$, а в Витебской – до $2,2\text{ км}$.

Об источнике вулканогенных магнитных образований покровного типа можно судить по материалам магнитотеллурических зондирований по геотрансекту VII–VIII: по данным интерпретации В. Н. Астапенко под Оршанской впадиной «электрический» астеносферный слой залегает на глубине около 80 км , а к верхам кристаллического фундамента приурочен реликт высокоэлектропроводящей линзы мощностью около 2 км (Каратаев и др., 2006).

Выполненный на территории Витебского массива комплексный анализ данных глубокого бурения, потенциальных геофизических полей, материалов интерпретации магнитотеллурических зондирований и сейсмических данных, полученных методом общей глубинной точки, дал основания по-новому представить геологический разрез верхней части земной коры. Так, дорифейский

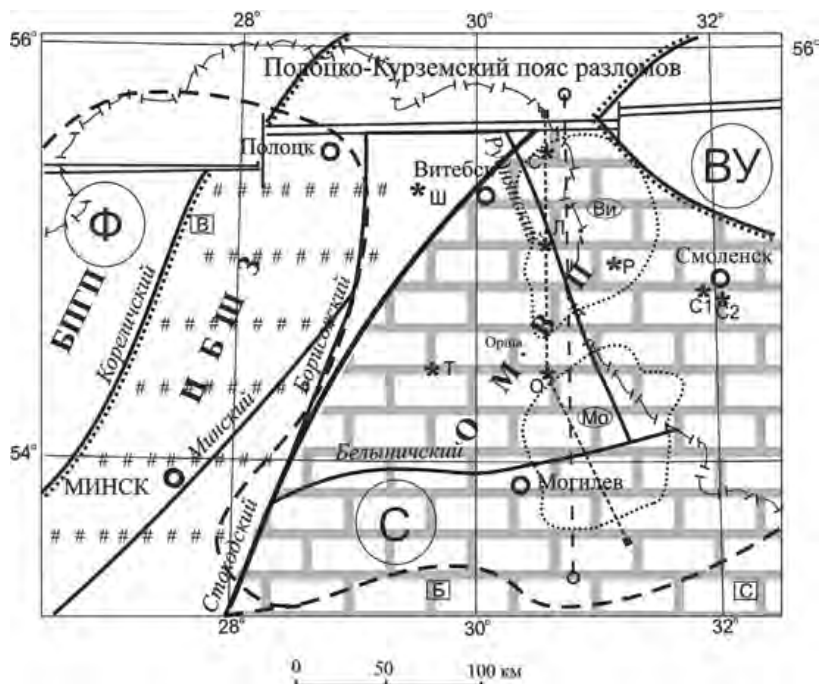


Рис. 2.4. Схема тектонического районирования фундамента северо-востока Беларуси по Р. Г. Гарецкому и Г. И. Каратаеву, 2010 г. Обозначения те же, что и на рис. 2.2

и рифейский нормально-осадочный платформенный чехол подстилается не архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом, а позднепротерозойским осадочно-вулканогенным слоем. Собственно кристаллический фундамент залегает глубже на отметках до -2000 , -2500 м. Установлено также, что наблюдаемое аномальное магнитное поле на территории Витебского гранулитового массива своим происхождением обязано не магнитным неоднородностям гранулитового фундамента, как это ранее считалось, а позднепротерозойскому квазиплатформенному осадочно-вулканогенному слою.

В связи с этим предложена новая схема тектонического районирования фундамента северо-востока Беларуси (рис. 2.4). Основная юго-восточная часть территории Витебского гранулитового массива должна быть включена в Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс, а небольшую северо-западную часть необходимо отнести к Центральнoбелорусской шовной зоне.

С учетом этих замечаний тектоническая карта фундамента территории Беларуси будет иметь вид, представленный на рис. 2.5 (вклейка).

2.1.2. Глубинное строение литосферы Центральнoбелорусской шовной зоны

К настоящему времени информацию о глубинном строении Центральнoбелорусской зоны мы имеем на основании глубинных сейсмических зондирований, выполненных по профилям EUROBRIDGE-96, -97, CELEBRATION, Гродно–Старобин; глубинных магнитотеллурических зондирований, проведенных по профилю Гродно–Велиж в рамках проекта EUROPROBE, и профи-

лю Варена–Несвиж–Выступовичи проекта EUROBRIDGE-96; интерпретации гравитационного и магнитного полей и построения физико-геологических моделей разрезов земной коры по нескольким профилям, секущим зону; материалов разломной тектоники, а также данных, характеризующих изменения во времени и пространстве гравитационного и магнитного полей (Гарецкий и др., 2006).

В гравитационном и магнитном полях Центральнобелорусская шовная зона четко выделяется как зона однородности геофизических полей (рис. 2.6, 2.7).

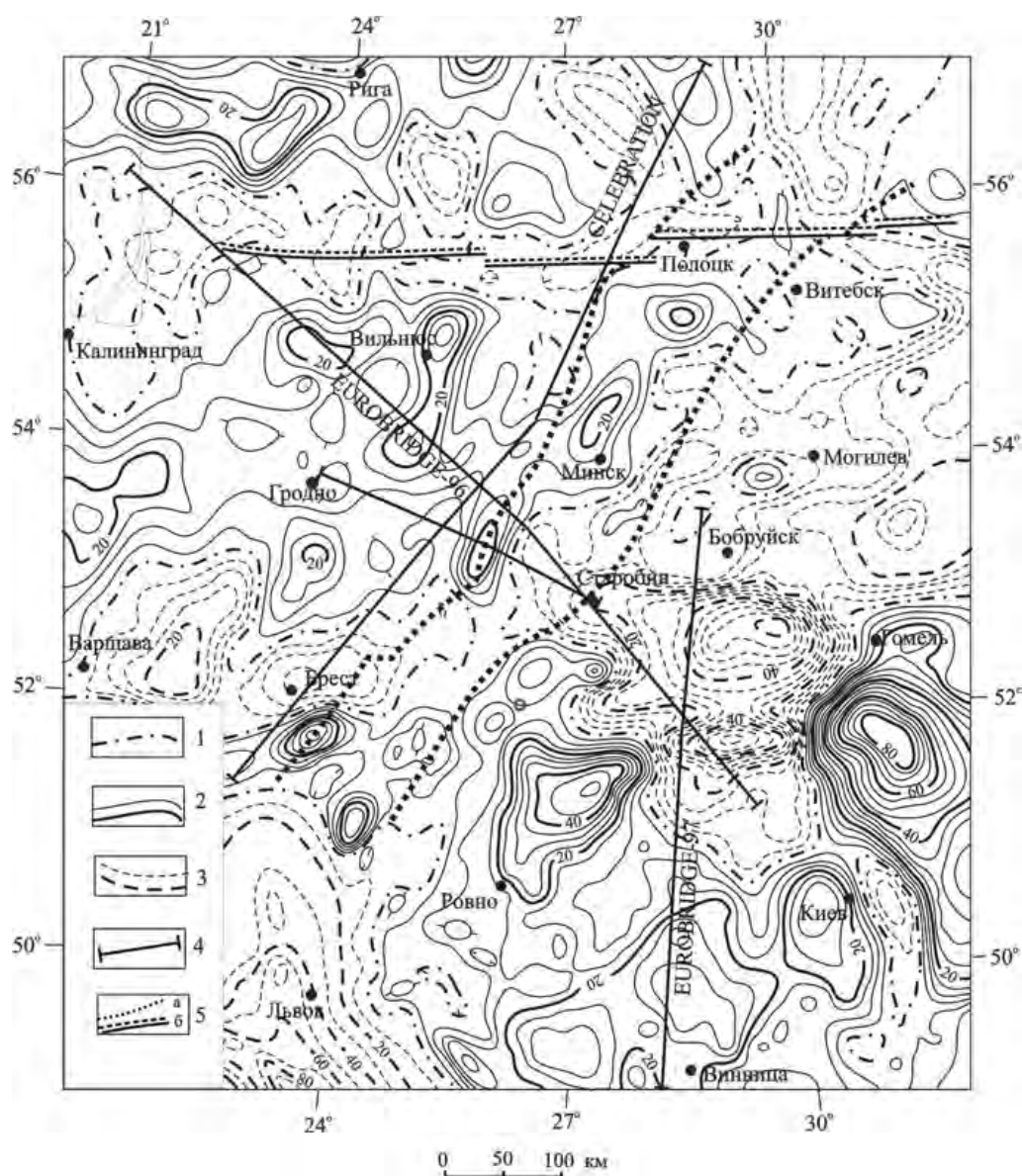


Рис. 2.6. Карта аномального гравитационного поля Беларуси и смежных территорий: 1 – нулевая изоаномала; 2 – положительные изоаномалы; 3 – отрицательные изоаномалы; изоаномалы проведены через 5 мГал (в юго-западной части – через 10 мГал); 4 – геотрансекты ГСЗ; 5а – границы Центральнобелорусской шовной зоны, 5б – южная граница Полоцко-Курземского пояса разломов. Карта составлена по опубликованным материалам (Kogan, McNutt, 1993; Bogdanova et al., 2004)

При этом в гравитационном поле зона четко выделяется как цепочка полосовых интенсивных максимумов (20–35 мГал) север-северо-восточного простирания, заменяющаяся на небольшом участке в ее южной части отрицательным полем (см. рис. 2.6). В магнитном поле Центральнобелорусской зоне соответствует в целом отрицательное поле небольшой интенсивности, на фоне которого на небольших участках проявляются слабые по интенсивности магнитные аномалии (см. рис. 2.7).

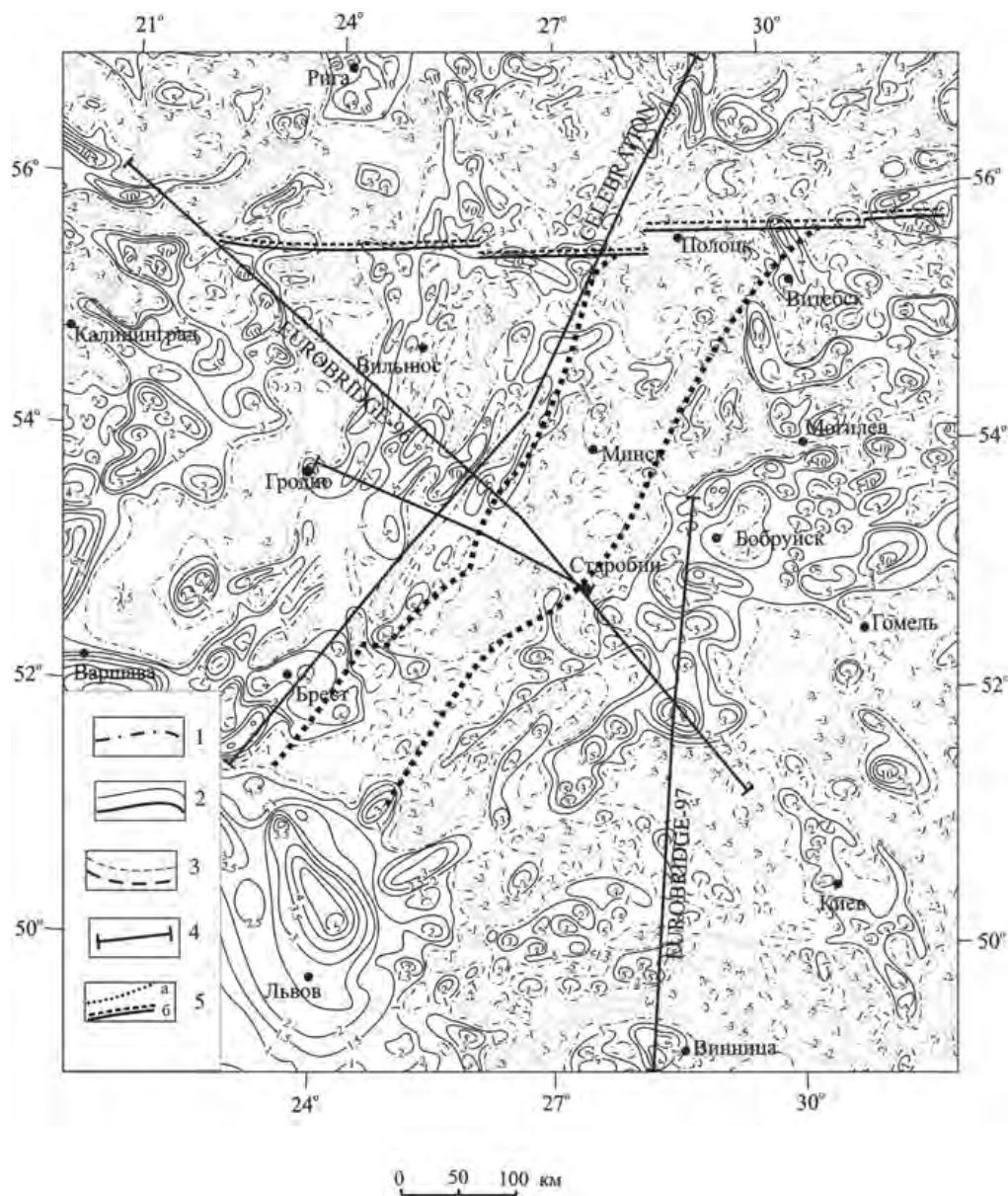


Рис. 2.7. Карта аномального магнитного поля Беларуси и смежных территорий: 1 – нулевая изодинама; 2 – положительные изодинамы; 3 – отрицательные изодинамы; изодинамы даны в сотнях нанотесла (нТл); 4 – геотрансекты ГСЗ; 5а – границы Центральнобелорусской шовной зоны, 5б – южная граница Полоцко-Курземского пояса разломов. Карта является фрагментом Карты аномального магнитного поля Европы, масштаб 1:5000000; редакторы Т. Н. Симоненко и И. К. Пашкевич, 1990

Такое необычное сочетание положительного гравитационного и отрицательного магнитного полей свидетельствует о том, что кристаллический фундамент Центральнобелорусской зоны сложен плотными, но немагнитными породами. Согласно петрофизическим исследованиям (Гарецкий и др., 1991), такой геофизической обстановке отвечают горные породы петрофизической группы IV: **немагнитные амфиболовые плаггиогнейсы**, для которых характерны высокая плотность в среднем $2,89 \text{ г/см}^3$ и низкая магнитная восприимчивость $250 \times 10^{-6} \text{ СГС}$.

С тектонической точки зрения такое соотношение высокоплотных и практически немагнитных пород характерно для коллизионных зон, возникших в виде линейных структур, ограниченных глубинными разломами и располагающимися между двумя крупными блоками континентальной коры, различающимися по глубинному строению земной коры и по времени стабилизации (зоны сочленения разновозрастных блоков). Однако отметим, что таким же соотношением геофизических полей могут характеризоваться и зоны континентального рифтогенеза.

Кроме того, в пределах Центральнобелорусской зоны наблюдаются и четкие проявления аномалий как северо-западного, так и субширотного простирания, а также аномалии изометричной формы, что может указывать на наложенные процессы активизации.

Согласно классификации земной коры по типам ее глубинного строения (A-B-C-D-E), F, G (Каратаев, Пашкевич, 1986), Центральнобелорусская зона на карте геофизических типов накладывается (с севера на юг) на Лепельский (тип C), Минский (тип CD) и частично Брестский (тип F) блоки (см. рис. 2.1). При этом блоки, относящиеся к типу BC, характеризуются повышенной мощностью земной коры до 55 км за счет увеличения мощности нижнего слоя и прогибания поверхности Мохо. В блоках типа C мощность коры уменьшается до 50 км, структура поверхности Мохо становится сложноступенчатой, мощности основных слоев земной коры примерно равны. В блоках же типа CD мощность нижнего слоя незначительно уменьшается за счет приподнятости границы Мохо относительно соседних блоков до глубин 45–48 км. А вот типом F обладают блоки, в низах которых выявлен слой «коромантийной смеси». На западе и востоке Центральнобелорусская шовная зона граничит с блоками земной коры, обладающими типами коры A и AB, для которых характерны большие мощности коры и базальтового слоя (Каратаев, Пашкевич, 1986).

По поверхности Мохо (см. рис. 2.1) Центральнобелорусская зона характеризуется в целом линейно вытянутым в северо-восточном направлении поднятием, которое залегает в центре зоны, соответствующей Минскому гранулитовому блоку, на глубинах порядка 48 км, а на юго-западной и северо-восточной его оконечностях – на глубинах 50–55 км. Профиль EUROBRIDGE-96 пересекает в районе г. Несвижа Бобовнянский гранитогнейсовый купол, где мощность коры достигает 50 км. На картах мощностей литосферы, астеносферы

и высот геоида (Гарецкий и др., 2002) Центральнобелорусская зона ложится в высокоградиентную область.

Как отмечалось, границы Центральнобелорусской шовной зоны проведены на западе по Кореличскому, а на востоке – по Стоходско-Могилевскому глубинным разломам мантийного заложения. Внутри зоны проходит серия глубинных разломов северо-восточного направления, в том числе Минский разлом мантийного заложения. Зона рассекается также разломами субширотного и даже юго-западного простирания, что хорошо коррелируется с простираниями гравитационных и магнитных аномалий (см. рис. 2.1).

Плотность теплового потока для Центральнобелорусской зоны существенно ниже соседних территорий и составляет в среднем 20–30 мВт/м².

Вдоль белорусского участка геотрансекта Евробридж-96 проведены глубинные магнитотеллурические зондирования (Гарецкий и др., 2002; Астапенко, 2012). Интерпретация этих материалов, выполненная В. Н. Астапенко, свидетельствует, что на геоэлектрических разрезах четко фиксируется проводящий слой на Бобовнянском гранитогнейсовом куполе мощностью около 1 км с сопротивлением 7–8 Ом·м; в пределах Минского разлома, окаймляющего восточную границу Бобовнянского выступа, на глубине около 40 км выявлена аномальная проводящая зона с проводимостью до 100 См.

По материалам глубинных сейсмических зондирований по геотрансекту EUROBRIDGE Варена–Несвиж–Выступовичи Центральнобелорусская зона четко выделяется аномальным строением земной коры (Garetsky et al., 1999), (рис. 2.8). В верхней части коры зафиксировано резко выраженное высокоамплитудное (до 10–12 км) поднятие сейсмической границы с высокой граничной скоростью 6,65 км/с. В средней части коры на глубинах 25–30 км также прослеживается поднятие сейсмической границы с граничной скоростью 6,90 км/с с амплитудой 3–5 км. Поверхность Мохо залегает на глубине около 50 км и практически горизонтальная с общим малым наклоном на запад, с весьма небольшим прогибанием. Западный борт Центральнобелорусской зоны отмечается глубинным разломом, прослеженным на всю мощность земной коры. Восточный борт характеризуется резко выраженной впадиной по верхней сейсмической границе с амплитудой до 10 км, небольшим прогибом по второй сейсмической границе и узлокальным поднятием до 5 км по поверхности Мохо. В нижней коре зоны сочленения выделены наклонные границы-отражатели, прослеживаемые в земной коре Сарматского сегмента. В целом в земной коре Центральнобелорусской зоны относительно соседних блоков зафиксированы высокие скорости сейсмических волн (в верхней половине коры до 0,25 км/с, в нижней – до 0,10 км/с), обычно характерные для относительно «холодной» земной коры. В верхней мантии на глубине 60–65 км установлена горизонтальная отражающая граница.

Такое аномальное строение земной коры Центральнобелорусской зоны можно интерпретировать как результат геомеханических деформаций, обусловленных сближением Фенноскандинавского и Сарматского сегментов. В результате

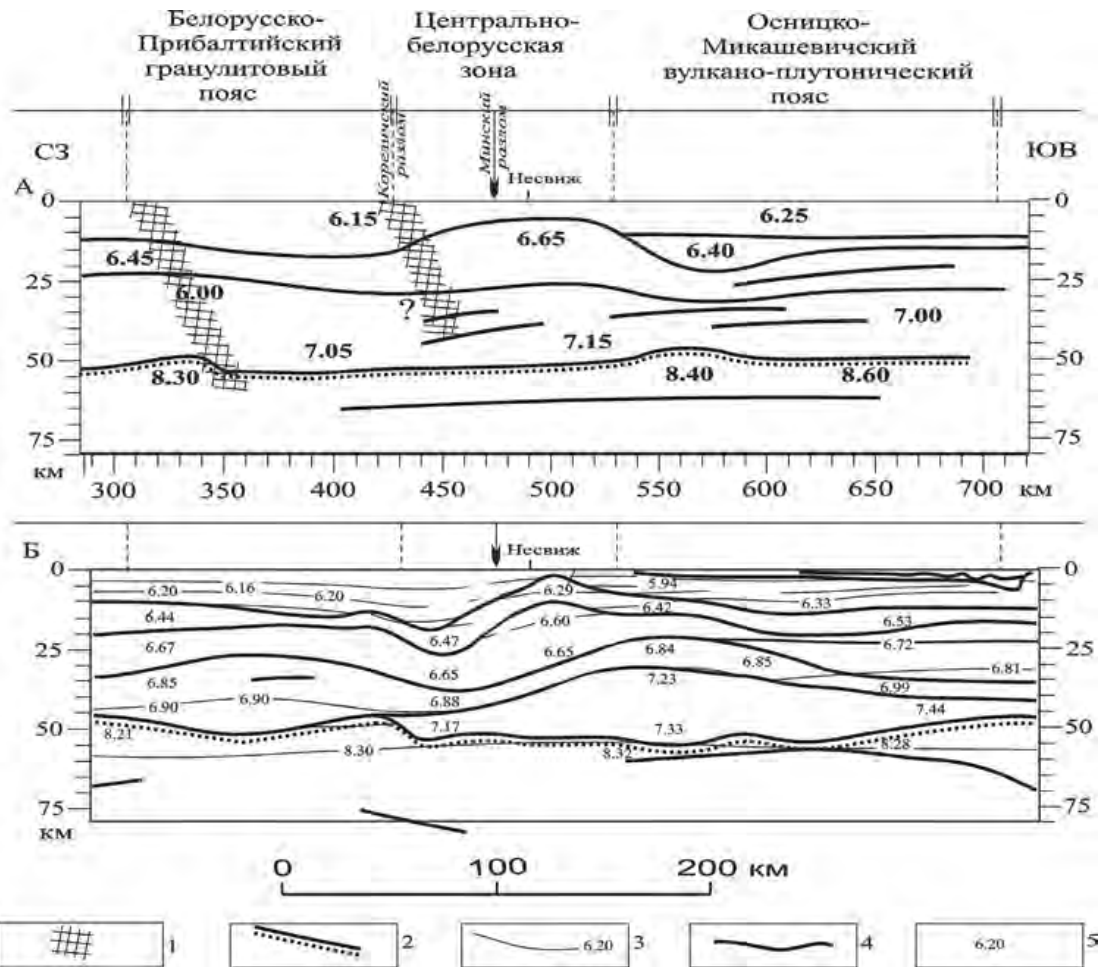


Рис. 2.8. Сейсмический разрез по геотрансекту Евробридж-96 Варена–Несвиж–Выступовичи: А – (Garetsky et al., 1999), Б – (Kozlovskaya et al., 2002); 1 – глубинные разломы; 2 – граница Мо-хоровичича; 3 – изолинии скоростей сейсмических волн; 4 – сейсмические отражающие границы; 5 – скорости сейсмических волн, км/с

в зоне субдукции и последующей коллизии горные породы находились под высоким горизонтальным давлением, что привело к их уплотнению и, в частности, из-за этого к существенной потере магнитных свойств; поэтому Центральнобелорусской зоне практически на всем ее протяжении и соответствует относительно пониженное магнитное поле.

Пространственное представление о глубинном строении земной коры Центральнобелорусской зоны получено на основании гравитационного и магнитного моделирования методом подбора разрезов земной коры по ряду профилей, секущих шовную зону (Гарецкий и др., 2006). Исходные начальные варианты плотностных и магнитных моделей строились на основании различных источников информации: данных глубинных сейсмических и магнитотеллурических зондирований, карт и схем мощности земной коры и отдельных ее основных слоев, сведений о плотностях и намагниченности, форме и параметрах геологических тел в верхних слоях земной коры, полученных по

материалам геолого-геофизических съемок различных масштабов, результатов геофизической типизации земной коры и по другим независимым данным. Расчеты выполнялись по компьютерной программе, обеспечивающей учет произвольных конфигураций возмущающих объектов (Каратаев, Голобоков, 2003). Расчетные модели охватывают земную кору на всю ее мощность.

В самой верхней части земной коры дифференциация пород по составу, плотности и особенно намагниченности очень значительна. В районах, где фундамент вскрыт большим количеством скважин, как, например, в западной части Центральнорусской зоны, плотностная и магнитная модели верхней части коры строились по данным прямых измерений физических свойств пород по керну скважин. Опыт показал, что в большинстве случаев, в силу линейной вытянутости аномальных полей в пределах Центральнорусской зоны, для оценочных расчетов гравитационного и магнитного эффектов и параметров земной коры можно успешно пользоваться двухмерной моделью. Предварительно оценить мощность и физические параметры среднего и нижнего слоев земной коры оказалось возможным путем использования результатов типизации коры, выполненной для запада Восточно-Европейской платформы (Каратаев, Пашкевич, 1986).

Гравитационное поле Беларуси, за исключением Припятского прогиба, представляет собой мозаику локальных аномалий, как правило, соответствующих колебаниям плотности пород на поверхности кристаллического фундамента. Они довольно значительны и находятся в пределах от 2,60 до 3,00 г/см³. Поэтому при моделировании для объяснения локальных аномалий на всех профилях оказалось необходимым подбирать в первую очередь параметры и физические характеристики объектов в верхнем («гранитном») слое.

Судя по сейсмическим данным, в среднем («диоритовом») слое плотности по латерали слоя на близких глубинах изменяются незначительно, что типично для древних платформ. Отдельные колебания по некоторым профилям, видимо, все же имеют место. В целом, как правило, средняя кора не создает значительных региональных аномалий (см. рис. 2.8).

Плотности пород нижнего («базальтового») слоя меняются в интервале не более чем 0,1–0,15 г/см³, но его мощность довольно изменчива и это создает ощутимый гравитационный эффект. Существует представление, что в земной коре древних платформ имеет место широкое развитие в основании коры высокометаморфизованных базитов. Это значит, что намагниченность и плотность этого слоя следует ожидать высокой. Однако регрессивные перестройки минерального и химического составов могут привести к возникновению в низах коры слабомагнитных и относительно легких пород диорит-плагиогранитного типа (эндербитов), что обеспечивает отрицательный фон региональных аномалий.

Наиболее достоверный и типовой разрез литосферы Центральнорусской зоны получен вдоль геотрансекта ГСЗ Евробридж-96 Варена–Несвиж–Выступовичи на основе комплексирования сейсмоскоростного разреза и гравитационного поля методом подбора. На рис. 2.9 и 2.10 показан результат сейсмогравитационного моделирования вдоль этого профиля.

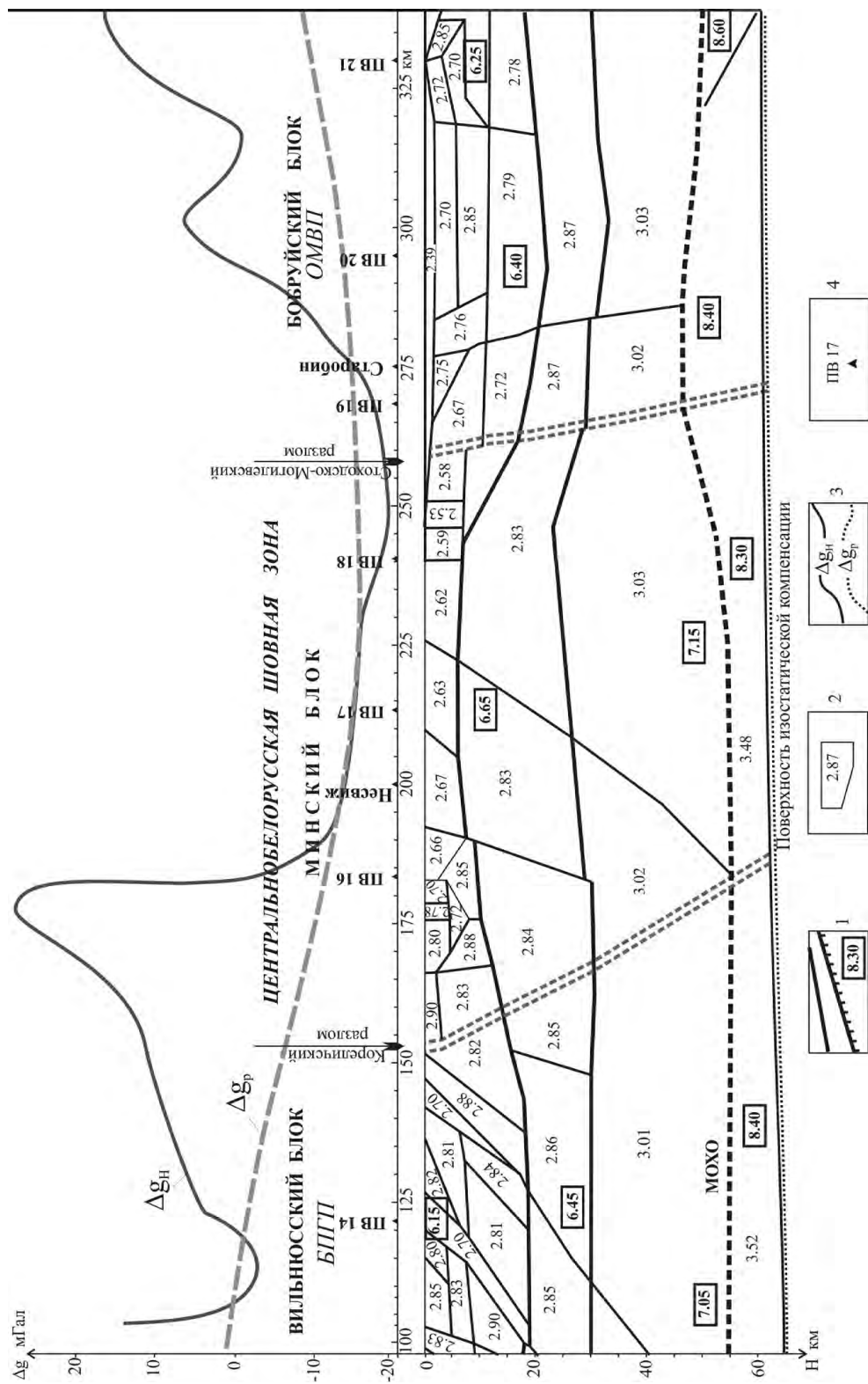


Рис. 2.9. Плотностной разрез земной коры вдоль геотрансекта Евробридж-96 Варена–Несвиж–Выступовичи: 1 – сейсмические границы и значения скоростей сейсмических волн, км/с; 2 – плотности, г/см³; 3 – графики гравитационного поля: Δg_H – наблюдаемого, Δg_M – модели; 4 – сейсмические пункты взрыва. БППП – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс; ОМВП – Осницко-Микашевичский вулкано-плутонический пояс

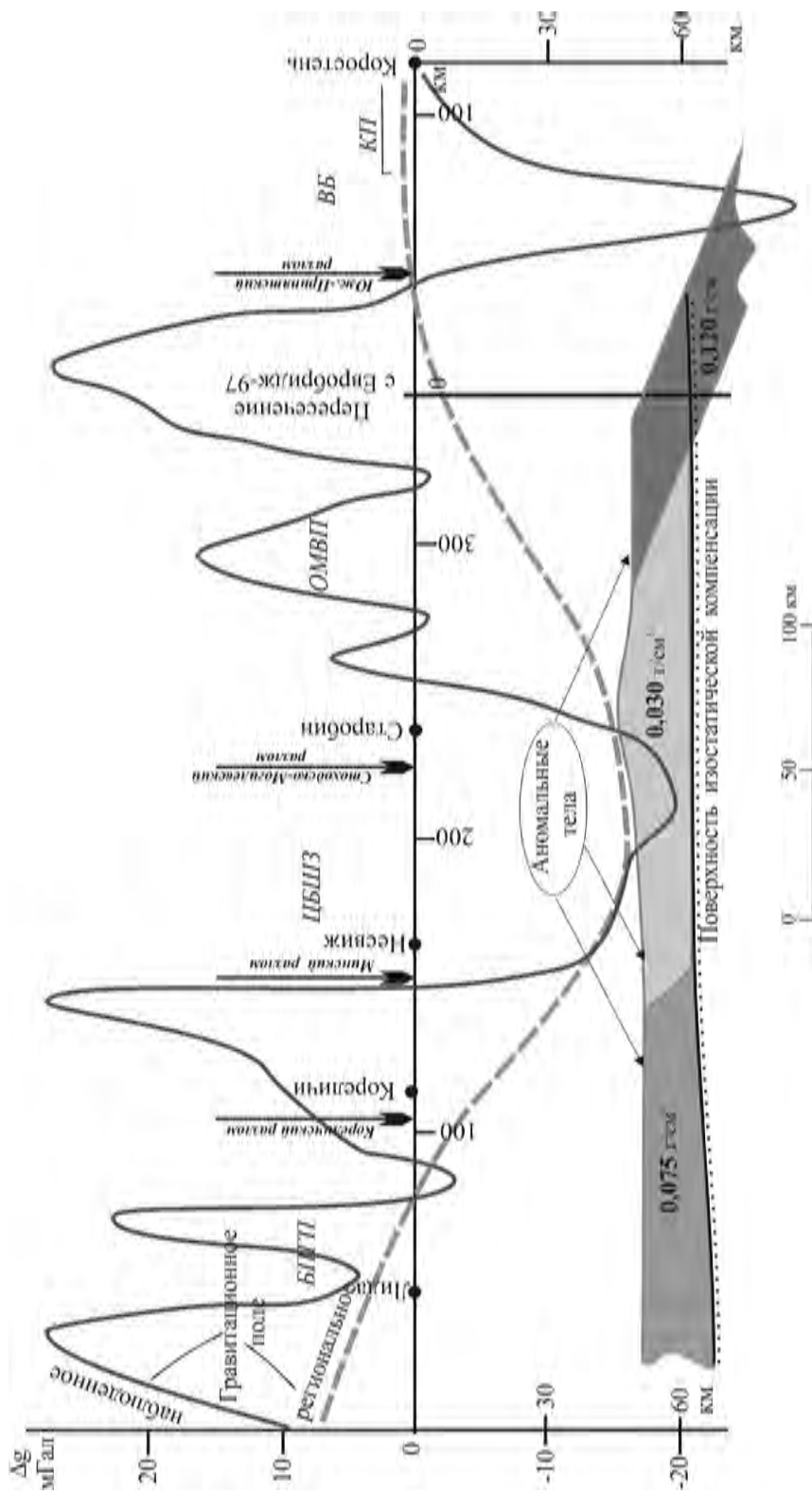


Рис. 2.10. Гравитационное поле вдоль геотрансекта Евробридж-96 и его интерпретация. БПГП – Белорусско-Прибалтийский пояс; ЦБШЗ – Центральнобелорусская шовная зона; ОМВП – Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс; ВБ – Волынский блок; КП – Коростенский плутон

Анализ наблюдаемого гравитационного поля и его трансформаций вдоль профиля ГСЗ дал основание разделить его на две составляющие – локальную и региональную (см. рис. 2.9 и 2.10). Первую из них, существенно высокочастотную, мы интерпретируем как поле, обусловленное плотностными неоднородностями главным образом верхней кристаллической части земной коры. Региональная же аномалия, судя по ее низким горизонтальным градиентам, связана с возмущающими объектами, расположенными в низах земной коры и в верхней мантии, скорее всего, в подкоровом слое. Обе эти составляющие наблюдаемого гравитационного поля были включены в комплексное построение сейсмоплотностной модели разреза литосферы вдоль геотрансекта Евробридж-96.

Согласно условиям применения метода подбора при физико-геологическом моделировании, был построен исходный (начальный) сейсмоплотностной разрез путем преобразование значений скоростей V сейсмических волн, заданных на рис. 2.8, A , в значения плотностей σ по формуле С. С. Красовского (1981) $\sigma = 0,7269 + 0,3209V$: 6,15 км/с \sim 2,70 г/см³; 6,25 \sim 2,73; 6,45 \sim 2,80; 6,65 \sim 2,85; 7,00 \sim 2,93; 7,05 \sim 2,99; 7,15 \sim 3,02; 8,30 \sim 3,39; 8,40 \sim 3,42; 8,60 км/с \sim 3,48 г/см³. Совместно анализируя гравитационное поле и сейсмоплотностную модель с помощью компьютерной программы IGM DIAL, целенаправленно изменяя параметры сейсмоплотностного разреза в соответствии с правилами метода подбора, в результате нескольких итераций получен сейсмоплотностной разрез литосферы, отвечающий наблюдаемому гравитационному полю с ошибкой не более одного миллигала (см. рис. 2.9, 2.10).

Обращаясь к рис. 2.9, видим, что Центральнобелорусской шовной зоне (Минский геофизический блок) соответствует в основном пониженное до отрицательных значений поле силы тяжести. Основной вклад в это поле вносит верхний слой, где плотности пород кристаллического фундамента относительно соседних участков на западе и востоке уменьшаются почти на 0,2 г/см³. Хотя, надо сказать, в пределах профиля верхняя кора разнообразием пород не отличается – преобладают гранитоиды, которые залегают в купольных структурах центральной части блока. Плотность средней коры здесь на 0,02–0,04 г/см³ ниже, чем в соседних блоках. А вот нижняя кора характеризуется относительно чуть-чуть повышенной плотностью вещества. При этом кровли и подошвы верхнего и среднего слоев выражены в виде поднятий, нижний слой выглядит в несколько «раздутом» виде.

Вильнюсский блок, соответствующий Белорусско-Прибалтийскому гранулитовому поясу, характеризуется развитием пород гранулитового ряда. Здесь преобладают породы, относимые к гранулит-базитовому и эндербит-чарнокитовому комплексам. Для блока характерно некоторое сокращение мощности среднего и увеличение мощности нижнего слоя земной коры, при этом их плотности остаются в обычных пределах для данного типа коры. Сразу же за краевым разломом гранулитового пояса (Кореличский разлом) следует зона со значительным количеством разрывных нарушений с разуплотнениями в ниж-

них горизонтах коры. Отметим, что для этого блока в верхней части коры характерно северо-западное падение возмущающих плотностных объектов. Подобная картина верхней коры была показана в работе (Аксаментова, Данкевич, 1994), где в Белорусско-Прибалтийском гранулитовом поясе отмечены чешуйчато-надвиговые деформации, обусловленные тангенциальными тектоническими движениями пояса в сторону контактирующей Центральнобелорусской зоны (рис. 2.11).

Юго-восточной части рассматриваемого фрагмента геотрансекта EURO-BRIDGE соответствует Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс (Бобруйский блок). Здесь характерно уменьшение общей мощности земной коры главным образом за счет сокращения нижней коры. Верхняя кора в этой части блока разнообразием пород не отличается. Преобладают гранитоиды, которые залегают в купольных структурах центральной части блока. Переход от Минского к Бобруйскому блоку идет через серию разрывов, субпараллельных основному разграничительному Стоходско-Могилевскому разлому. По мере приближения к Стоходско-Могилевскому разлому, мощность нижней коры сокращается почти вдвое и в районе Бобовнянской купольной структуры составляет всего около 12–13 км, но с повышенной плотностью.

Интерпретация региональной кривой показывает (см. рис. 2.10), что в разрезе верхней мантии следует выделить три крупных возмущающих тела: на северо-западе, непосредственно под Белорусско-Прибалтийском гранулитовым поясом – тело с аномальной плотностью $+0,075 \text{ г/см}^3$ мощностью около 12–15 км;

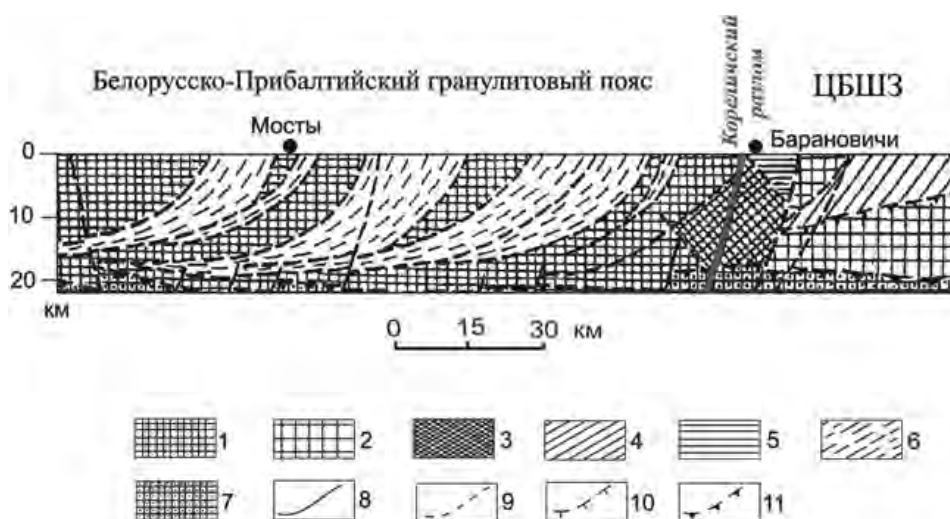


Рис. 2.11. Фрагмент разреза земной коры по профилю Гродно–Старобин (Аксаментова, Данкевич, 1994): 1–6 – гранитно-метаморфический слой, ассоциации: 1 – чарнокит-метабазит-гранулитовая, 2 – гранит-гнейсогранулитовая, 3 – чарнокит-гнейсогранулитовая, 4 – гранито-гнейсовая; комплексы: 5 – гнейсосланцевый (околовская серия), 6 – высокотемпературных blastomylonитов; 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; 12 – предполагаемая нижняя граница диоритового слоя

восточнее, под Центральнобелорусской шовной зоной – тело с плотностью $+0,03 \text{ г/см}^3$ мощностью до 20 км; и непосредственно на стыке Центральнобелорусской зоны с Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом на окраине Сарматии – тело с относительно высокой аномальной плотностью $+0,12 \text{ г/см}^3$, уходящее на глубины астеносферного слоя.

Отметим, что подошва выделенных под Белорусско-Прибалтийским граунулитовым поясом и Центральнобелорусской шовной зоной гравитирующих тел корреспондирует с слабонаклоненной в северо-западном направлении подкоровой отражающей границей, фиксируемой на сейсмическом разрезе (см. рис. 2.8), а также с поверхностью изостатической компенсации (Гарецкий, Каратаев, 2005).

Среднее же возмущающее тело с относительно уменьшенной плотностью пространственно согласовывается, кроме того, с положительными складками в разрезе земной коры Центральнобелорусской шовной зоны, выделенными по сейсмическим данным (см. рис. 2.8).

Обобщая изложенные выше результаты геофизических исследований, выделим те факторы, которые так или иначе свидетельствуют в пользу концепции формирования Центральнобелорусской шовной зоны в результате процессов субдукции и коллизии при конвергенции Фенноскандии и Сарматии.

1. В зоне сочленения Фенноскандии и Сарматии выявлена аномальная структура земной коры, резко выраженная высокоамплитудными положительными изгибами сейсмических границ в верхней и средней коре, образующими флексуроподобную структуру. При этом юго-восточный борт флексуры на сейсмических моделях (см. рис. 2.8) отражается по-разному: на первом разрезе (см. рис. 2.8, *А*) его можно связать с залеганием слоев в виде «шейки», а на втором (см. рис. 2.8, *Б*) фиксируется смещение складок с глубиной на юго-восток под углом примерно на 20° – 25° . 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. На этом же участке профиля в верхней мантии прослежена отражающая сейсмическая граница, падающая в юго-восточном направлении под углом примерно 15° (см. рис. 2.8, *Б*).

Смещение сейсмических границ в земной коре и верхней мантии на юго-восток непосредственно на стыке Центральнобелорусской зоны и Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса на окраине Сарматии хорошо коррелирует с двумя фактами. Первый – на сейсмическом разрезе Евробридж-97 (рис. 2.12) на участке Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс – Коростенский плутон в верхней мантии выделена ломаная сейсмическая граница, разделяющая верхи мантии на две части: на северную с аномально высокими значениями скоростей (до $8,50 \text{ км/с}$) и южную с нормальными для этих глубин скоростями. Граница падает в южном направлении на глубинах 48–58 км под углом около 8° , а ниже – под углом 19° . Проецируя

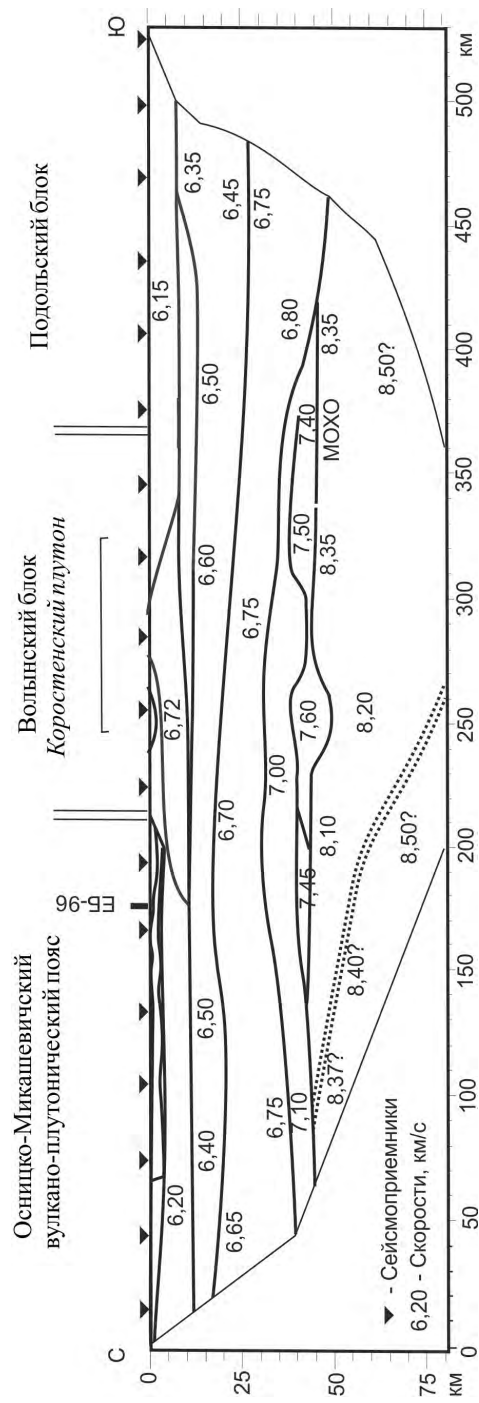


Рис. 2.12. Сейсмический разрез вдоль геотрансекта Евробридж-97 Бобруйск-Винница (Thibo et al., 2003)

эту границу в сторону Центральнобелорусской 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 наклоном складки в земной коре и падающей на юго-восток сейсмической границей в верхах мантии.

Второй – по данным сейсмогравитационного моделирования здесь выделено возмущающее тело почти 40–50-километровой видимой горизонтальной мощности, с аномальной плотностью $+0,12 \text{ г/см}^3$, корнями уходящее в астеносферу и соответствующее отмеченному ранее сейсмическому объекту в верхней мантии. Полученная разность плотностей ($+0,12 \text{ г/см}^3$) соответствует теоретическим оценкам для соотношения плотностей океанских плит и верхней мантии континентальных структур (Сорохтин, Ушаков, 1991). Поэтому мы полагаем, что выделенное плотное возмущающее тело является реликтом Белорусской океанской плиты, затянутой под Сарматия в процессе субдукции.

2. В процессе сейсмогравитационного моделирования в подкоровом слое Центральнобелорусской шовной зоны выделено возмущающее тело с аномальной плотностью $+0,03 \text{ г/см}^3$ и мощностью до 20 км. Это тело вместе с данными о плотностном режиме земной коры зоны в целом (см. рис. 2.9) свидетельствует о том, что земная кора и верхняя мантия Центральнобелорусской шовной зоны разуплотнена по отношению к соседним тектоническим структурам. Учитывая приуроченность к этому району подъема поверхности астеносферы (Гарецкий и др., 1996), образование данного тела и отмеченной ранее флексуроподобной структуры в верхней коре, по-видимому, связано с существенным прогреванием земной коры Центральнобелорусской шовной зоны астеносферным теплом.

3. Отметим также, что по сейсмическим и сейсмогравитационным данным все тело земной коры Центральнобелорусской шовной зоны, ограниченное на северо-западе Кореличским, а на юго-востоке Стоходско-Могилевским глубинными разломами, имеет тенденцию к падению в юго-восточном направлении.

4. Установлено северо-западное падение слоев верхней части земной коры в контактирующем с Центральнобелорусской шовной зоной Белорусско-Прибалтийским гранулитовым поясом (см. рис. 2.11), интерпретируемое в качестве чешуйчато-надвиговых деформаций, обусловленных тангенциальными движениями Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса в сторону Центральнобелорусской шовной зоны.

2.2. Тектоно-геодинамическая модель Центральнобелорусской шовной зоны

Выявленные в результате проведенных ГСЗ особенности строения земной коры и верхней мантии в районе Центральнобелорусской шовной зоны, разработанные сейсмогеологические модели, а также геологические данные о структуре и вещественном составе фундамента дали нам основания полагать, что Центральнобелорусская шовная зона формировалась в результате сближения

Фенноскандинавского и Сарматского сегментов. По-видимому, к 2,0 Ga на юго-восточном фронте Фенноскандинавского сегмента сформировался Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, а Фенноскандию и Сарматия разделяла Белорусская океанская плита. Полагая, что в движении Фенноскандии навстречу с Сарматией действовали тектонические силы глубинного происхождения, каковые могут быть вызваны процессами конвекции астеносферного вещества и мантийной инжекции (Жарков, Трубицин, 1980; Кучай, Караев, 1988; Сорохтин, Ушаков, 1991, 1993; Гарецкий, Каратаев, 2009), движение в юго-восточном направлении жесткого фронта литосферы Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса юго-восточной окраины Фенноскандии обусловило «ныряние» относительно более тяжелой Белорусской океанской литосферы под более легкую Сарматскую плиту (рис. 2.13 и 2.14, вклейка).

Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс серией листрических надвигов разбит на чешуи и пластины (листроплаки), которые сложены из чередующихся между собой гранулитовых, интенсивно бластомилонитизированных и гранитизированных пород. Абсолютный возраст пород по недавним определениям уран-свинцовым методом 1,9–1,7 Ga (Бибикова и др., 1995), хотя некоторые исследователи (Аксаментова, Найденков, 1992) считают их более древними, а названные цифры отражают, по их мнению, возраст более поздней тектоно-магматической активизации. Этот метабазит-гранулитовый комплекс целиком слагает верхнюю земную кору, которая имеет мощность 20–25 км. Мощность средней коры Фенноскандии достаточно выдержана и равна 12–15 км. Нижняя кора имеет мощность 15–20 км. Общая мощность земной коры в пределах Белорусской антеклизы достигает 50–60 км.

Земная кора Сарматии в качестве единого континентального сегмента сформировалась ко времени 2,3–2,8 Ga. На ее северо-западной окраине расположен Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс, который сложен наиболее молодыми, различными по составу магматическими комплексами (Аксаментова, Найденков, 1992). Породы магматического пояса наложены на архейские амфиболито-гнейсовый и гнейсогранулитовый комплексы верхней земной коры. Осницко-Микашевичский пояс ограничен глубинными листрическими разломами докембрийского заложения: Стоходско-Могилевским на северо-западе и Суцано-Пержанским на юго-востоке. Мощность верхнего слоя земной коры примерно равна 20 км, уменьшаясь в районе Припятского прогиба до 16–18 км. Мощность средней коры колеблется от 8 до 13 км. Нижняя кора имеет мощность от 10 до 20 км, причем наибольшие ее значения относятся к Припятскому прогибу, хотя общая мощность земной коры здесь наименьшая (35–40 км).

По палеомагнитным данным Фенноскандия и Сарматия до времени 2,1–2,0 Ga имели различное географическое положение и были разъединены бассейном с океанской корой (Bogdanova, 1996). В течение раннего протерозоя происходили процессы аккреции различных террейнов, доменов, островных дуг, которые привели к формированию главных сегментов континентальной

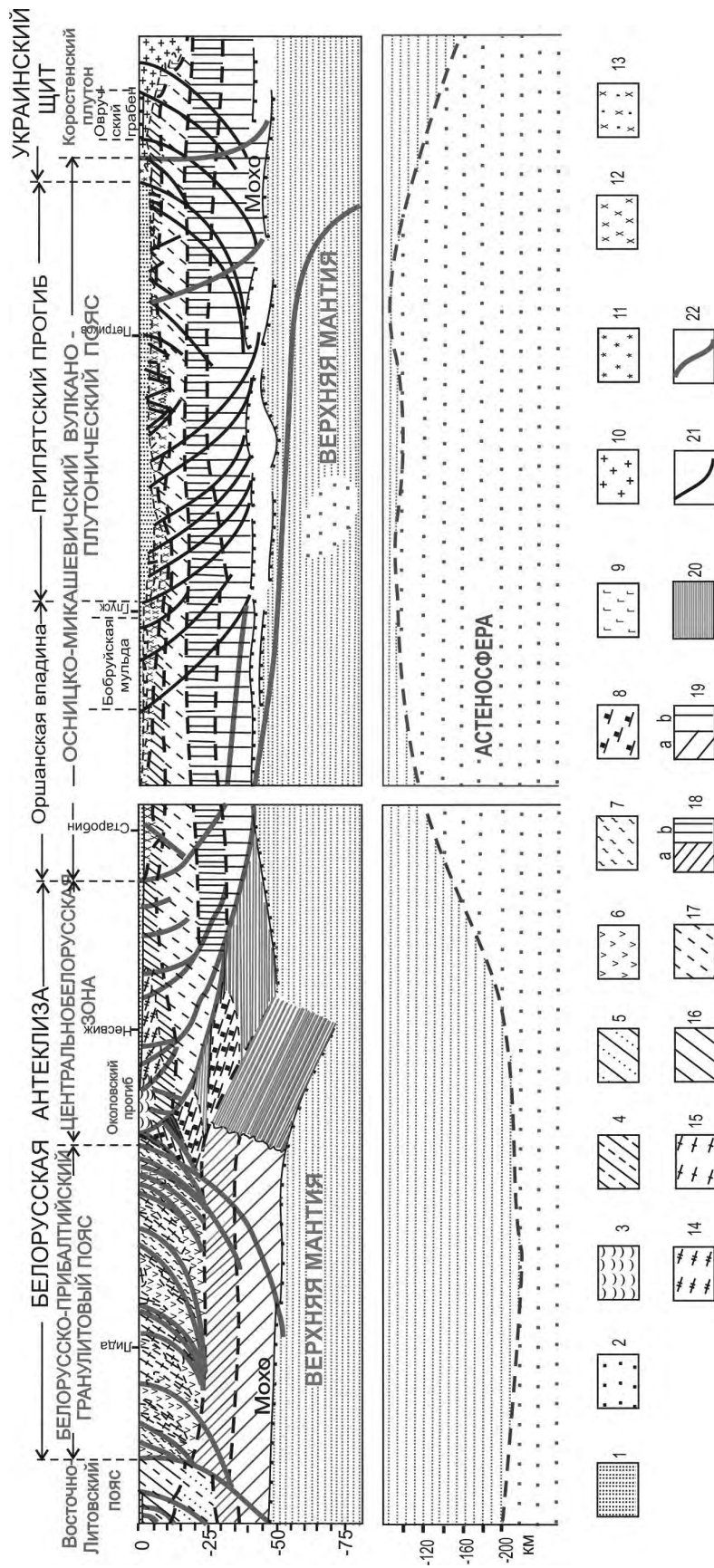


Рис. 2.13. Тектоно-геодинамическая модель Центральнобелорусской шовой зоны (Гарецкий, 1999): 1 – платформенный чехол, 2 – вулканогенно-осадочные породы нижнего рифея (квациплагформенный чехол), 3 – плагиогнейсы, амфиболиты (околовская серия), 4 – амфиболит-гнейсовый комплекс (Фенноскандия), 5 – гнейсогранулитовый комплекс (Фенноскандия), 6 – метабазит-гранулитовый комплекс, 7 – бластомилонитовый комплекс, 8 – кальцифир-гнейсогранулитовый комплекс, 9 – габбро-нориты, 10 – субщелочные граниты, 11 – плагиоклаз-микроклиновые граниты, 12 – гранодиориты, 13 – диориты, метагаббро, 14 – микроклиновые, плагиоклаз-микроклиновые граниты, 15 – ортоклазовые граниты, 16 – амфиболит-гнейсовый комплекс (Сарматия), 17 – гнейсогранулитовый комплекс (Сарматия), 18 – средняя кора: а – Фенноскандии, б – Сарматии, 19 – нижняя кора: а – Фенноскандии, б – Сарматии, 20 – фрагменты океанской коры, 21 – девонские разломы, 22 – докембрийские разломы

коры кратона – Фенноскандии и Сарматии. Ко времени 2,0 Ga Белорусская океанская кора к северо-западу от Сарматии подверглась субдукции, а на ее окраине начал формироваться Осницко-Микашевичский пояс (см. рис. 2.14, вклейка).

Как известно, мощность океанской литосферы примерно в два-три раза меньше мощности континентальной литосферы (Жарков, Трубицин, 1980 и др.). Мощность литосферы под океанами колеблется в пределах 50–70 км, а мощность континентальной литосферы – от 100 до 200–230 км и более (Соллогуб и др., 1986). Отмечается, что плотность вещества океанской литосферы существенно выше, чем плотность литосферы под континентами (Сорохтин, Ушаков, 1991, 1993).

В процессе поддвига Белорусской океанской плиты под Сарматскую значительную роль играли активные воздействия последней (отчетливо выраженные наклоненными в северо-западном направлении сейсмическими отражателями, см. рис. 2.8) 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.

Процесс постепенной субдукции Белорусской океанской плиты в юго-восточном направлении под континентальный сегмент Сарматии зафиксирован в достаточно длительной и многостадийной истории развития магматических комплексов Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса – последовательном омоложении пород магматических комплексов пояса с северо-запада на юго-восток. 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 назад, 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 Бенъофа: 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, 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 субду-

цирующей литосфере образуются магматические очаги, которые формировали основной облик Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса.

Ко времени 1,85 Ga континентальная кора восточной части Фенноскандии, несомненно, уже была сформирована. Поэтому, начиная с этого времени, субдукция, скорее всего, завершилась и сменилась коллизией континентальных сегментов Сарматии и Фенноскандии, окончательное соединение которых в общий блок фундамента Восточно-Европейского кратона произошло около 1,7 Ga.

На месте стыка этих сегментов и сформировалась Центральнобелорусская шовная зона.

На рис. 2.15 на фоне сейсмического разреза представлена картина возможного распределения тектонических сил в процессе коллизии в конце палеопротерозоя (2,0–1,7 Ga). **Анализируя картину деформаций в земной коре, следует прежде всего отметить, что, по-видимому, фронтальная часть земной коры Фенноскандинавской плиты, выраженная окраиной Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, 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 Фенноскандинавского и Сарматского сегментов было обусловлено главным образом тектоническими силами со стороны надвигающейся Сарматии, четко представленные в земной коре группой наклонных в северо-западном направлении отражателей (см. рис. 2.8, 2.15). На эти процессы воздействовали глубинные силы в астеносфере, которые, по-видимому, были неравномерны по разрезу – возможно, с глубиной они ослабевали и несколько меняли свое направление, что и привело к смещению в северо-западном направлении указанных сдвиговых деформаций.

С целью подтверждения этих предположений нами проведены геомеханические исследования на предмет выяснения возможных значений горизонтальных давлений в зоне сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов (Каратаев, 2001). Прежде всего отметим, что ярко выраженные деформации слоев земной коры, зафиксированные в Центральнобелорусской зоне на геотрансекте Евробридж-96, наблюдаются лишь в верхней части коры до глубин примерно 20 км. При ширине зоны в среднем около 100 км это составляет пятую часть и мы можем при геомеханических расчетах для объяснения причин возникновения таких деформаций в верхней части коры использовать теорию тонких пластин.

Обратимся теперь к морфологии верхней сейсмической границы с граничной скоростью 6,65 км/с. В ее структуре мы наблюдаем крупное поднятие, сопровождаемое на периферии резко выраженными локальными впадинами меньшей амплитуды, чем само поднятие. Такую специфическую форму деформации принимает вязкоупругий тонкий слой при воздействии постоянной сосредоточенной силы и реактивного гидростатического давления (Надаи, 1969).

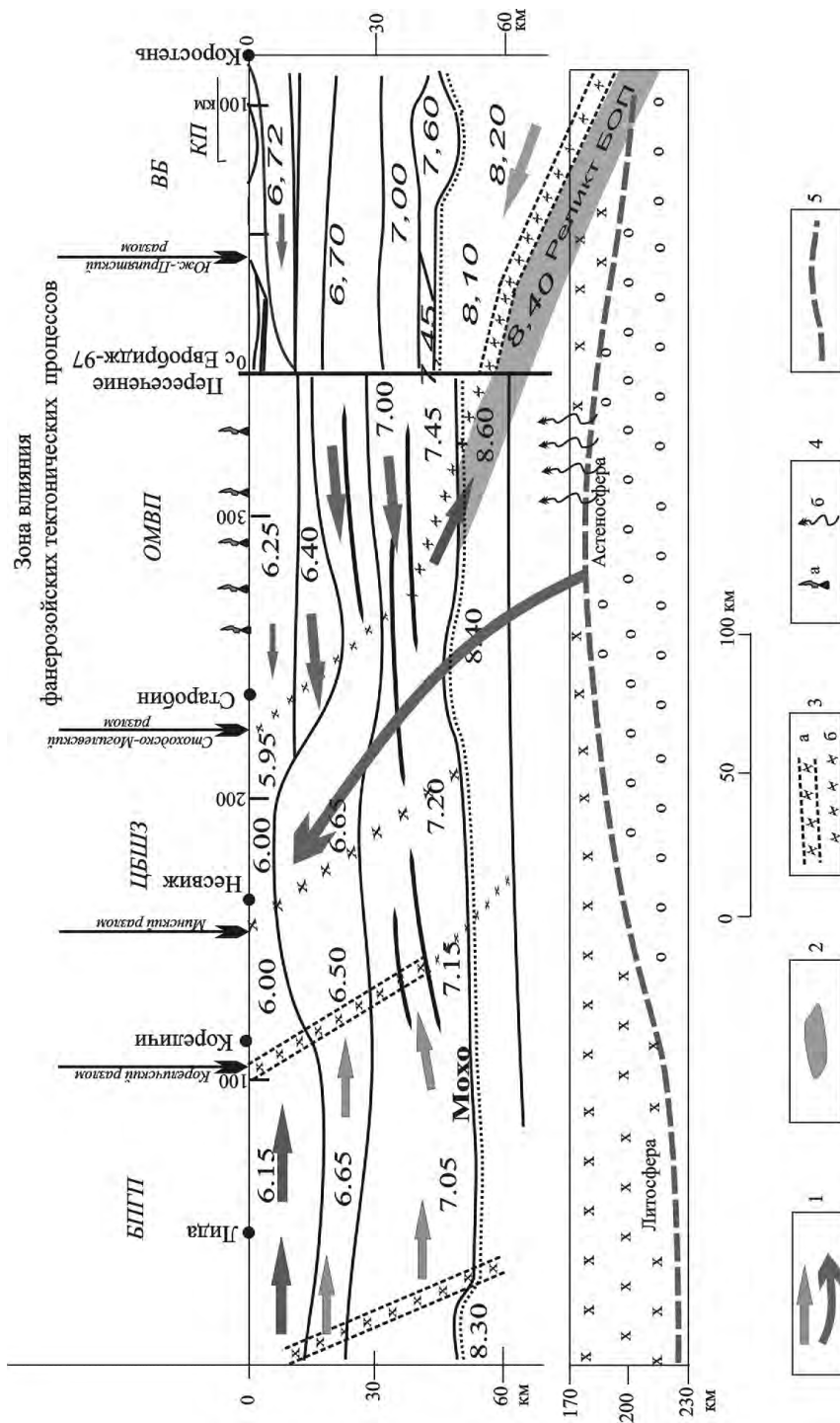


Рис. 2.15. Схема коллизионного процесса в конце раннего протерозоя: 1 – направления тектонических сил (толщиной показана относительная интенсивность); 2 – реликт Белорусской океанской плиты; 3 – глубинные разломы; 4 – по сейсмическим данным, 5 – по гравиметрическим данным; 4 – флюиโดмагматические процессы; 5 – подошва литосферы. Буквенные обозначения см. на рис. 2.10

В качестве источника вертикально воздействующих (поперечных) сил могут быть только горизонтальные силы, сжимающие блок земной коры Центральнобелорусской зоны при сближении Фенноскандии и Сарматии. Если аппроксимировать горизонтальные воздействия на блок литосферы Центральнобелорусской зоны равномерно распределенными горизонтальными сжимающими силами P_0 , и считать, что эти силы распределены до глубин 60–100 км (где по данным ГСЗ зафиксирована отражающая сейсмическая граница и где, возможно, была расположена поверхность скольжения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов литосферы), то в соответствии с теорией штампа в центральной части Центральнобелорусской зоны могли возникнуть направленные вниз и вверх максимальные вертикальные касательные напряжения до 38 МПа ($3,8 \times 10^8$ дин/см²). Поскольку прочность вещества земной коры оценивается величиной 1–10 МПа, полученное значение 38 МПа вполне может привести не только к формированию поднятия с амплитудой 10 км, но и к раскалыванию верхней части земной коры и образованию разломов и трещин, что мы в действительности и наблюдаем в кристаллическом фундаменте.

Согласно теории штампа, касательные напряжения действовали не только в верхнем слое земной коры, но также и в нижней коре. Скорее всего, деформации должны были бы формироваться на границе Мохо, где может создаваться реактивное давление с разностью плотностей 0,3–0,5 г/см³, а деформации при условиях, как и для верхнего слоя коры, должны быть в форме впадины с амплитудой порядка 2–5 км. Тем не менее из данных ГСЗ такие деформации на границе Мохо в пределах шовной зоны не возникают. Однако в рельефе Мохо вырисовывается «полувпадина» с амплитудой 2–5 км. Локальное поднятие Мохо на восточном борту зоны можно интерпретировать как поднятие, сопутствующее образованию впадины при сосредоточенной нагрузке. Отсутствие же замыкания впадины по поверхности Мохо на западном борту зоны можно связывать не только с геомеханическими причинами, но и с точностью материалов ГСЗ.

Оценки современного состояния напряженно-деформированного состояния литосферы зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии показывают, что поскольку процесс формирования земной коры Центральнобелорусской зоны завершился примерно ко времени 1,7 Ga, то **внутрикоровые деформации, возникшие в эпоху 1,85–1,7 Ga, начиная с 1,7 Ga и по настоящее время, удерживаются сжимающими горизонтальными силами 28,5 МПа.**

Учитывая, что по геофизическим данным кровля реликта Белорусской океанской плиты фиксируется по поверхности Мохо (см. рис. 2.10) и замечание о том, что земная кора передового фронта надвигающегося Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса 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, представленное узкой полосой рудьянской и оковской серий, принадлежащих островодужной ассоциации (Геология Беларуси, 2001).

Неравномерными были и тектонические силы со стороны пододвигающейся 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 Фенноскандинавского и Сарматского сегментов, 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 Сарматского континентального сегмента.

Обобщая изложенное, подчеркнем, что в доплатформенную стадию развития сформировалась континентальная кора кратона с нормальной средней мощностью (40–50 км). Наибольшие мощности земной коры были приурочены, с одной стороны, к наиболее древним архейским блокам, а с другой – к полосам сутурных зон, в пределах которых происходило скучивание различных террейнов, доменов, островных дуг, образование аккреционных линз и в результате более интенсивное формирование континентальной коры. Эти утолщенные участки континентальной коры и послужили теми ядрами, вокруг которых стали образовываться такие крупные платформенные элементы, как щиты и антеклизы.

Такой участок наиболее мощной земной коры возник в районе Центральнорусской шовной зоны между субширотными трансформными разломными (сдвиговыми) зонами: Полоцкой – на севере и Припятско-Брестской – на юге (см. рис. 2.5, вклейка). Это предопределило первичное местоположение будущей Белорусской антеклизы, которая сформировалась в результате более стабильного тектонического положения на месте утолщенной земной коры и литосферы в целом. 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 земной коры и литосферы. Наиболее существенно деструкция коры и литосферы произошла в Припятском прогибе в позднем девоне, когда в результате листрического раскалывания, захватившего всю земную кору, сформировалась типичная структура рифтового генезиса. К ней приурочена наименьшая мощность земной коры и литосферы (соответственно 35–40 и 100 км и менее). В то время как Белорусская антеклиза характерна наибольшей их мощностью (50–60 км и до 200 км и немного более).

Сопоставление мощностей земной коры и литосферы с платформенными тектоническими элементами привело к выводу (Гарецкий и др., 1996), что современное распределение их мощностей связано главным образом с платформенным этапом развития, когда процессы континентального рифтогенеза и формирование надрифтовых синеклиз, впадин и прогибов привели к существенному утонению коры и литосферы в их пределах при сохранении значений мощностей на поднятиях, особенно таких крупных, как щиты и антеклизы.

КОНВЕРГЕНЦИЯ САРМАТИИ И ВОЛГО-УРАЛИИ

3.1. Геологическая и геофизическая характеристика Рязано-Саратовской шовной зоны

Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии обсуждалась рядом исследователей: (Bogdanova et al., 1993, 1996, 2005) – Межсегментная коллизионная зона, рис. 1.1, 3.1; (Чернышев и др., 1997; Чернышев, Ненахов, 2002; Ненахов, Бондаренко, 2011; Бондаренко, 2011; Афанасьев и др., 2012) – Лосевская шовная зона, рис.3.2; (Минц, 2010, 2011) – Рязано-Саратовский ороген, рис. 1.3, 3.3. Пространственное взаимоотношение всех трех вариантов зон сочленения показано на рис. 3.4 (вклейка). Как видим, значительно ближе друг к другу Межсегментная коллизионная зона и Рязано-Саратовская шовная зона. Это обусловлено тем, что тектонические схемы Восточно-Европейского кратона С. В. Богдановой и М. В. Минца (см. рис. 1.1, 1.3) во многих принципиальных моментах совпадают между собой. Положение же Лосевской шовной зоны практически ортогонально Рязано-Саратовской зоне и северной половине Межсегментной коллизионной зоне. Все три варианта моделей пересекаются лишь на участке между городами Липецк и Рязань в районе контакта с Пачелмским авлакогеном. Межсегментная коллизионная зона и Рязано-Саратовская шовная зона на западе сопровождаются крупным палеопротерозойским внутриконтинентальным коллизионным Восточно-Воронежским орогеном, западная часть которого (Липецко-Лосевский вулcano-плутонический пояс (см. рис. 3.3)) пространственно в значительной степени накладывается на Лосевскую шовную зону. Не только тектоническое положение и границы, но и история формирования зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии трактуются упомянутыми авторами по-разному. В особенности по-разному рассматривается структура Саратовского сегмента в контактной области с шовной зоной сочленения.

Прежде чем комментировать эти три геологические модели зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии, дадим краткую геофизическую характеристику района исследований.

На рис. 3.4 (вклейка) по материалам (Чамо и др., 1971; Тарков, 1974; Юров, 1977; Соллогуб, 1986; Надежка, 1989; Литосфера..., 1993; Егоркин, 2000; Золотов, Ракилов, 2000; Кашубин, 2002; Назарян, Пийп, 2005; Селеменев, 2006; Дубянский, 2007; Надежка и др., 2008) представлена схема размещения на территории исследования профилей глубинных сейсмических зондирований, а на рис. 3.5 в виде разреза и колонок – сейсмоплотностные модели земной коры и верхней мантии, построенные по данным гравиметрии и ГСЗ. Наиболее важ-

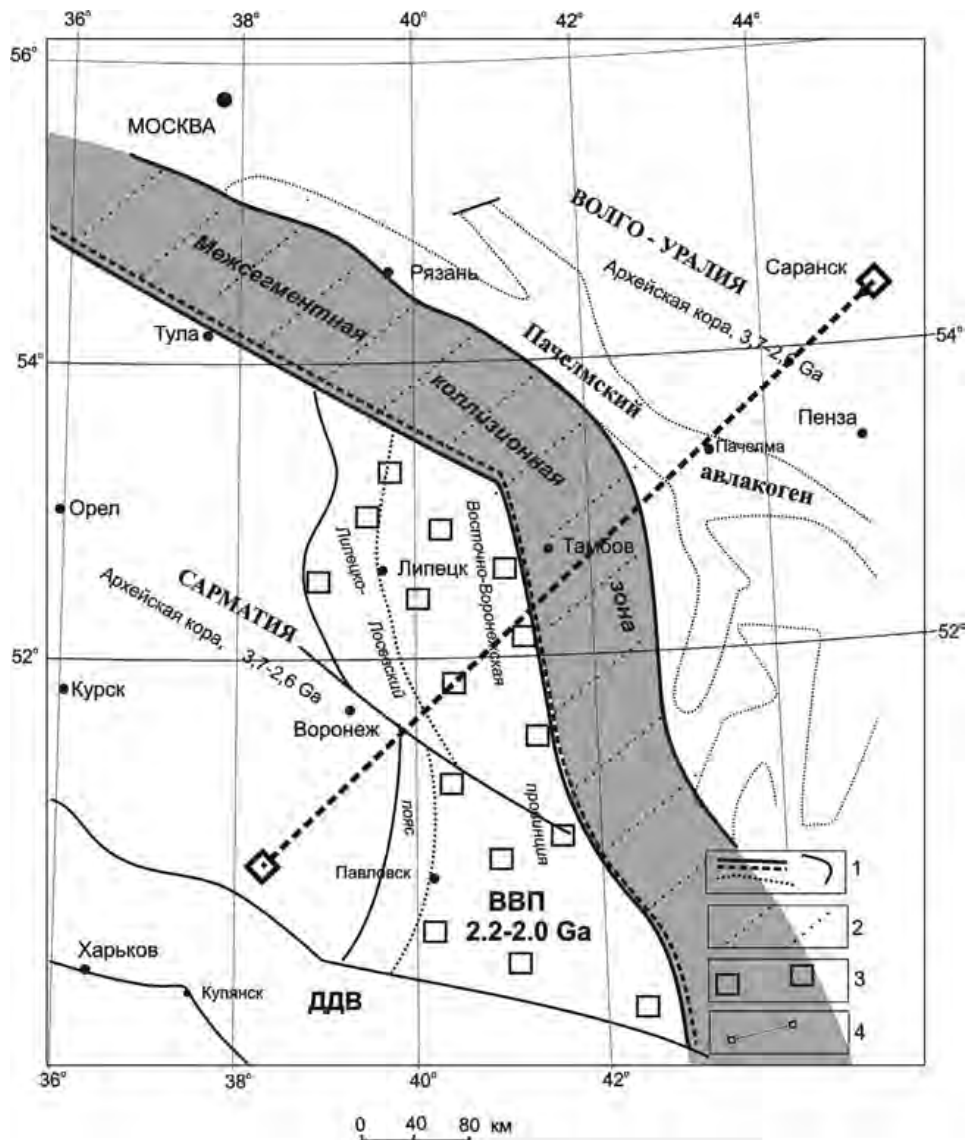


Рис. 3.1. Геолого-геофизическая модель зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии (Bogdanova et al., 1996): 1 – контуры геологических структур (по Bogdanova et al., 2005); 2 – Межсегментная зона коллизии Сарматии и Волго-Уралии; 3 – ВВП – Восточно-Воронежский пояс Сарматии, 4 – профиль сейсмогравитационного моделирования разреза литосферы. ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина

ные для понимания глубинной структуры и процессов субдукции и коллизии зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии сейсмические и сейсмогеологические разрезы приведены на рис. 3.6–3.12.

Отметим, кроме того, что исследуемый регион южнее параллели г. Орла характеризуется современной сейсмичностью, в особенности активной по линии Курск–Липецк (Надежка и др., 2008).

Анализируя приведенные материалы глубинных сейсмических зондирований, выявлена важная для познания природы субдукционно-коллизионных процессов формирования зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии в период

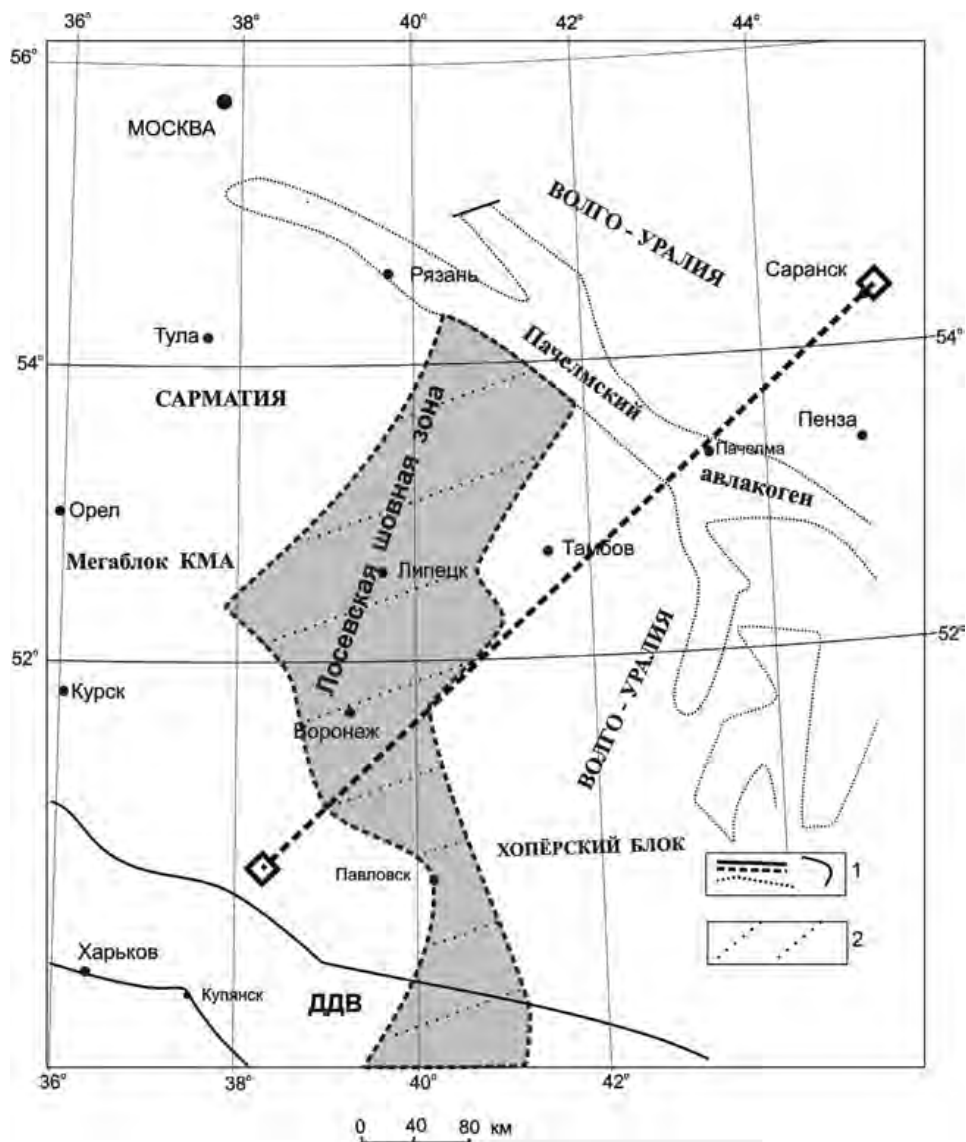


Рис. 3.2. Пространственное расположение Лосевской шовной зоны (Ненахов, Бондаренко, 2011).
Обозначения те же, что и на рис. 3.1

их конвергенции закономерность: четкое падение основных слоев земной коры восточной оконечности Сарматии и запада Волго-Уралии в юго-западном направлении, практически ортогональному простиранию Межсегментной коллизионной зоне и Рязано-Саратовскому орогену (см. рис. 3.6–3.12).

Вернемся теперь к обсуждению указанных выше геологических моделей зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии.

В работах С. В. Богдановой с соавторами (Bogdanova et al., 1993, 1996, 2005) область контакта Сарматии и Волго-Уралии охарактеризована Межсегментной коллизионной зоной, сформированной в результате переработки в палеопротерозое (1,95 Ga) архейской коры (см. рис. 1.1 и 3.1). Сразу же за этой зоной, восточнее, на западном краю Волго-Уральского сегмента расположен Пачелм-

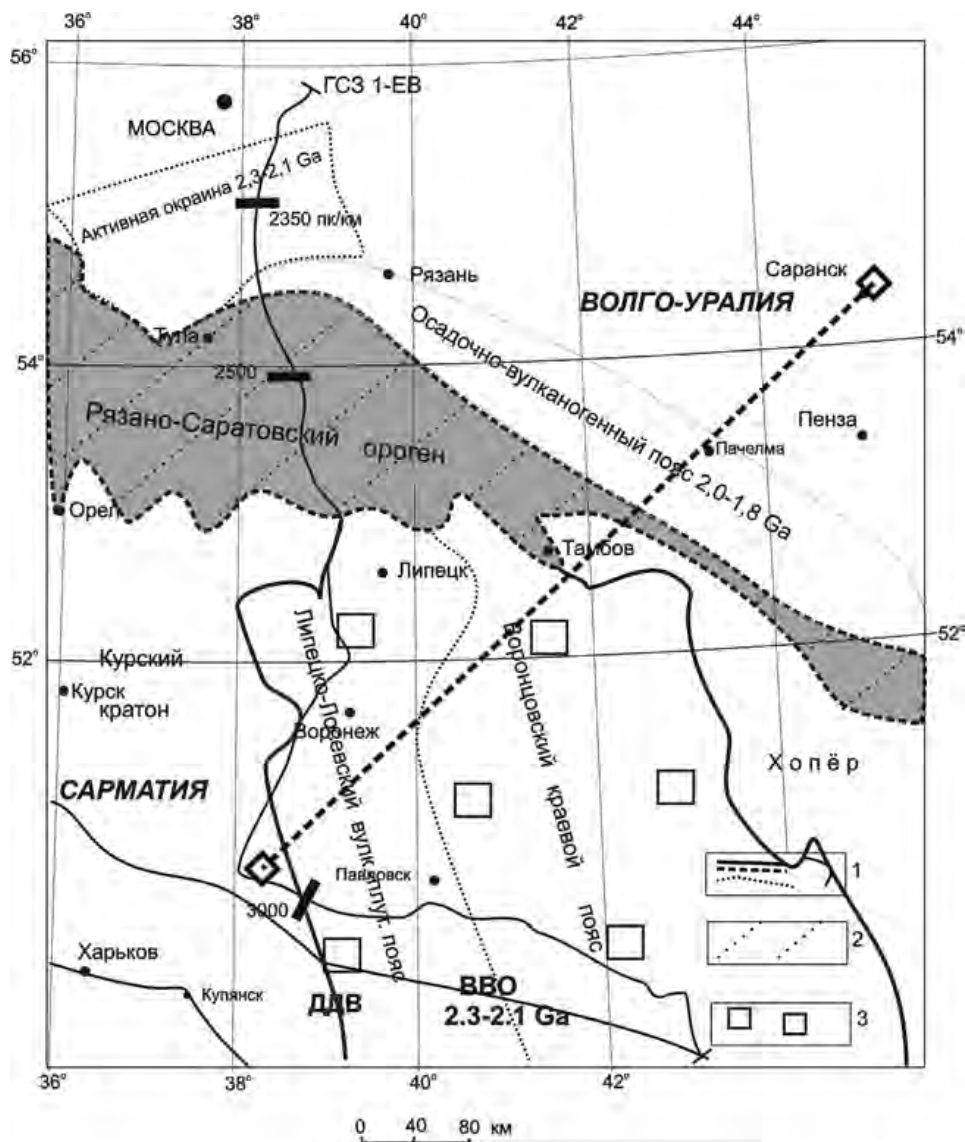


Рис. 3.3. Пространственное расположение Рязано-Саратовской шовной зоны – фрагмент тектонической схемы раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона в зоне сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии (см. рис. 1.3), (Минц –Глубинное..., 2010, 2011). Обозначения те же, что и на рис. 3.1

ский авлакоген, сформированный позднее – между ранним рифеем и серединой венда в интервале 1,65–0,68 Ga. Восточную часть Сарматии авторы представляют раннепротерозойским (2,2–2,0 Ga) Восточно-Воронежским краевым поясом, состоящим из двух структур: на западе это Липецко-Лосевский вулканический пояс, преимущественно сформированный интрузивными образованиями, а на востоке, непосредственно прилегающей к зоне сочленения, – Восточно-Воронежская провинция, представленная аккреционными метасадочными породами (см. рис. 3.1).

На рис. 3.13 (вклейка) показано отражение площадного положения и границ Межсегментной коллизионной зоны в гравитационном и магнитном полях.

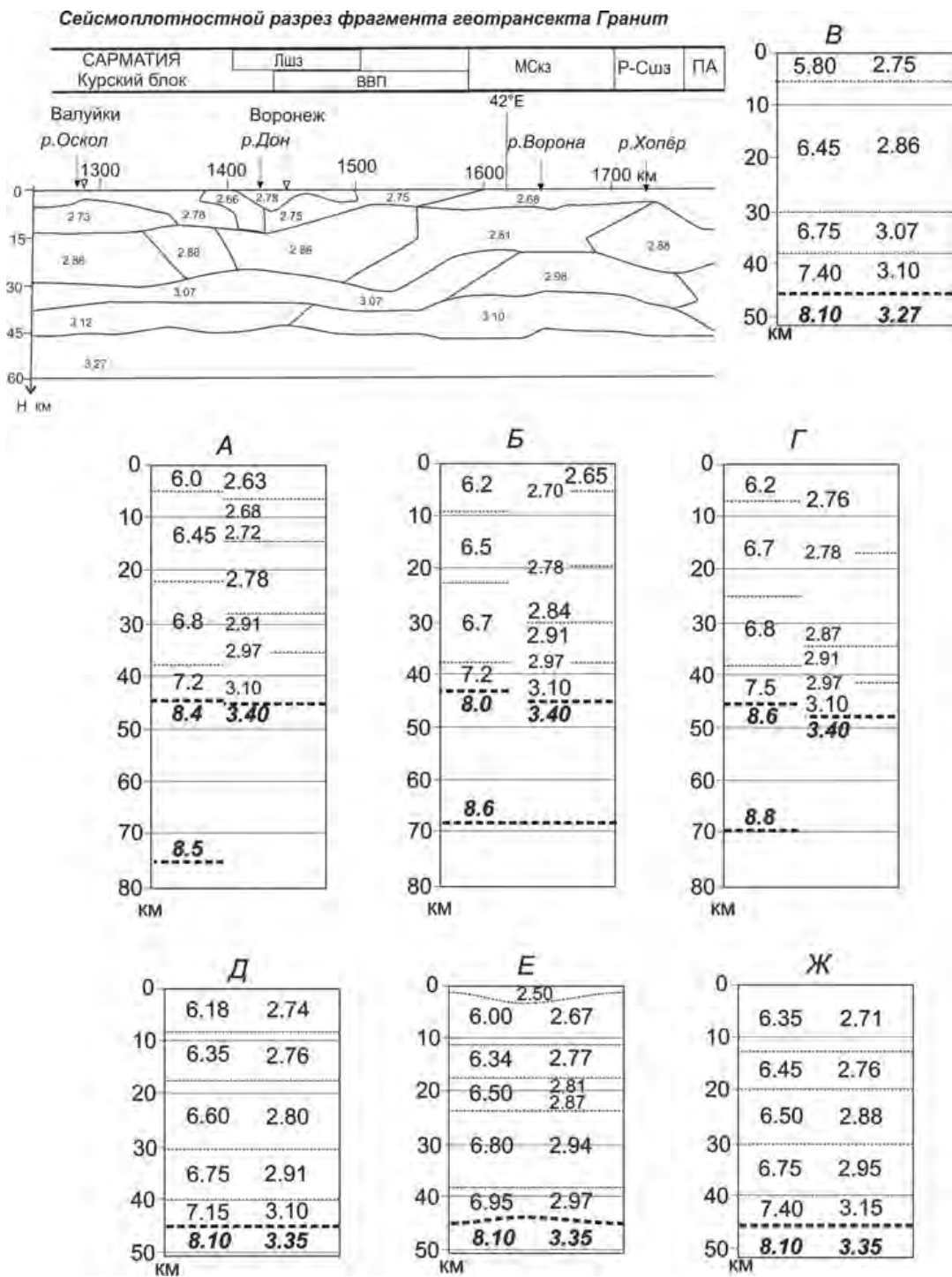


Рис. 3.5. Сейсмоплотностные колонки разреза литосферы, составленные по материалам интерпретации: А, Б, Г – по (Тарков, 1974; Литосфера..., 1993), В – по (геотраверс Гранит, 2002). Д, Е – по (Селеменев, 2006; Золотов, Ракитов, 2000), Ж – по (Селеменев, 2006); ВВП – Восточно-Воронежский пояс, МСкз – Межсегментная коллизионная зона, Р-Сшз – Рязано-Саратовская шовная зона, ПА – Пачелмский авлакоген. В колонках: слева – скорости сейсмических волн, км/с; справа – плотности, г/см³

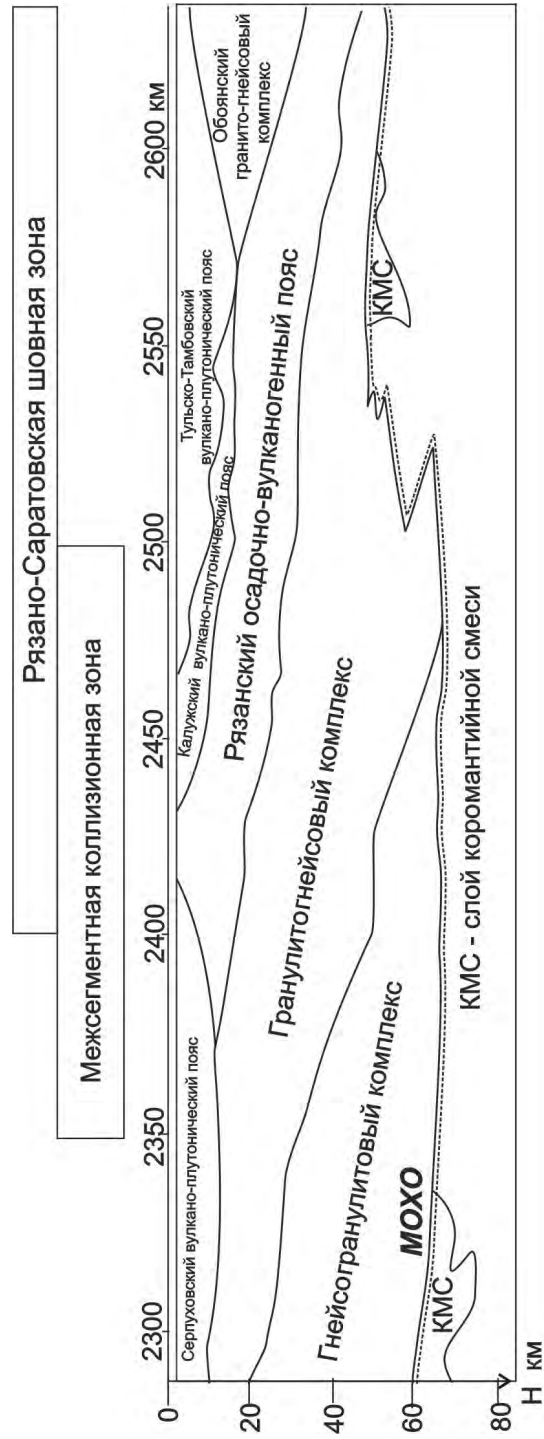


Рис. 3.6. Фрагмент сейсмогеологического разреза литосферы геотрансекта 1-ЕВ (Мицн-Глубинное ..., 2010)

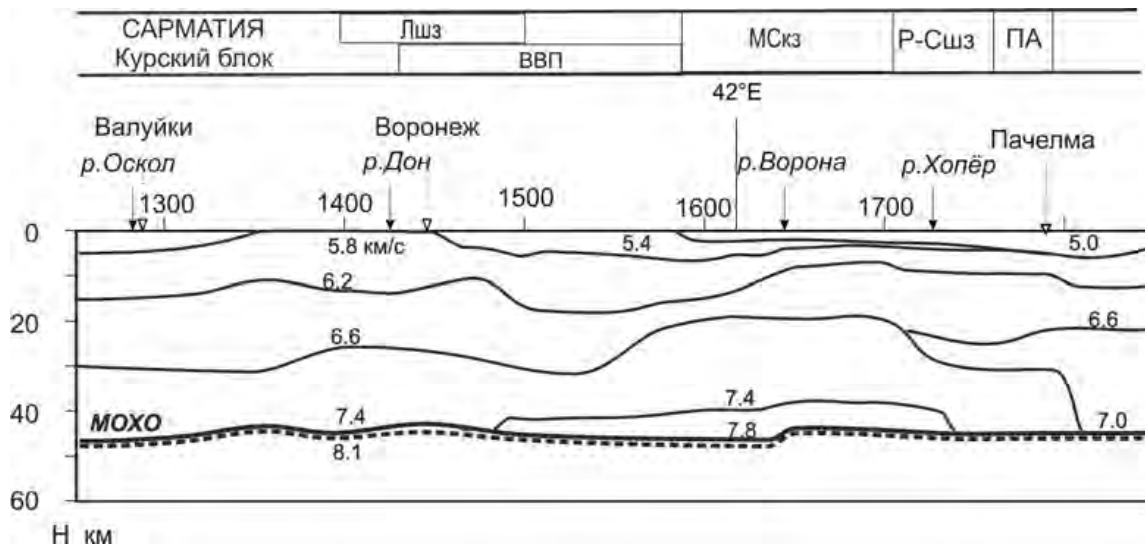


Рис. 3.7. Фрагмент сейсмоскоростного разреза земной коры геотрансекта Гранит (Геотрансект Гранит, 2002). Обозначения см. на рис. 3.5

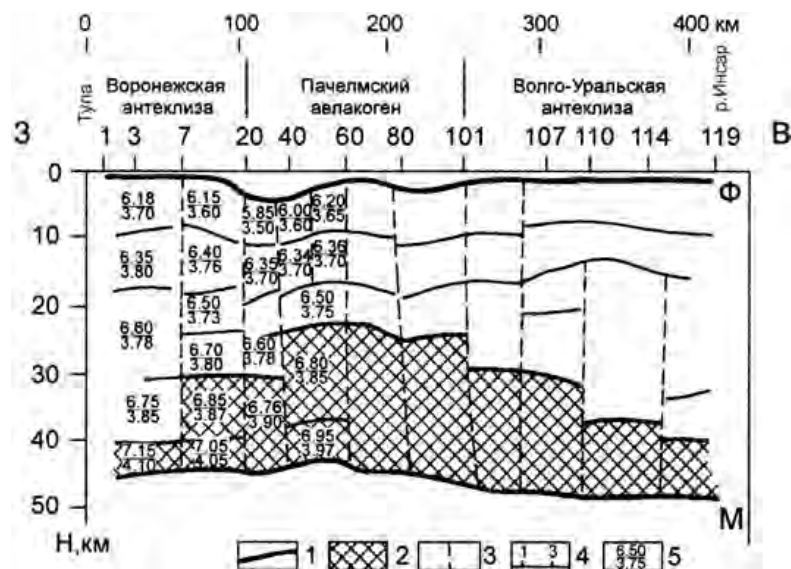


Рис. 3.8. Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля Тула–Инсар (Золотов, Ракилов, 2000): 1 – сейсмические границы; 2 – блоки, содержащие преимущественно породы основного состава; 3 – границы блоков с разными скоростными параметрами; 4 – положение пунктов приема на профиле; 5 – скорости сейсмических волн, км/с, продольных (числитель) и поперечных (знаменатель)

Нетрудно видеть, что восточная граница коллизийной зоны вписывается в контуры геофизических полей главным образом в северной половине зоны. Южная же часть шовной зоны на востоке имеет ярко выраженную полосу аномального и гравитационного, и магнитного полей высокой интенсивности. Это несогласие можно объяснить тем, что границы сегментов С. В. Богданова на тектонической карте (см. рис. 1.1) проводит не по геофизическим полям,

а по структурному положению авлакогенов. Так, восточная граница в северной половине шовной зоны четко проходит по западному линейно вытянутому в юго-восточном направлении (кстати, вдоль интенсивных линейных аномалий) борту Пачелмского авлакогена, затем южнее Пачелмы граница подчиняется узлокальной структурной ложбине авлакогена субмеридионального простирания, хотя за ним, юго-восточнее, трассируется линейное продолжение авлакогена (см. рис. 3.1).

Учитывая хорошее согласие основной линейной части простирания Пачелмского авлакогена морфологии аномального гравитационного и магнитного полей и то обстоятельство, что Пачелмский авлакоген формировался существенно позже стабилизации шовной зоны между Сарматией и Волго-Уралией,

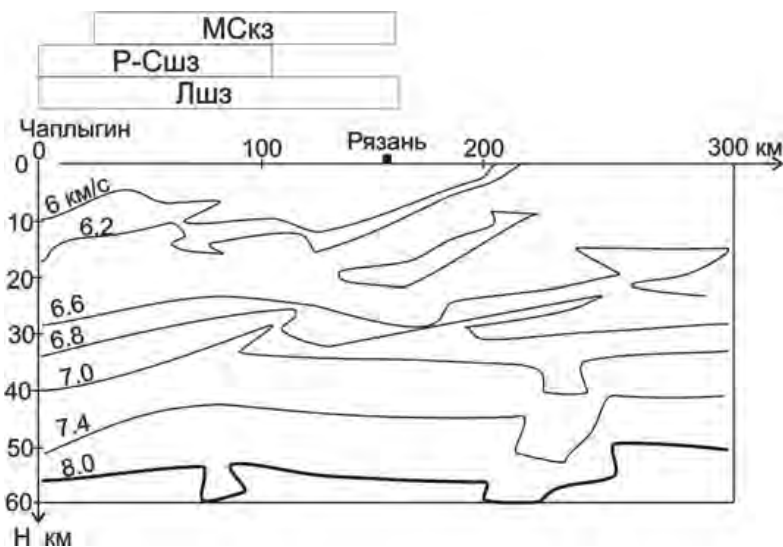


Рис. 3.9. Фрагмент сейсмоскоростного разреза литосферы вдоль геотрансекта Липецк–Тума

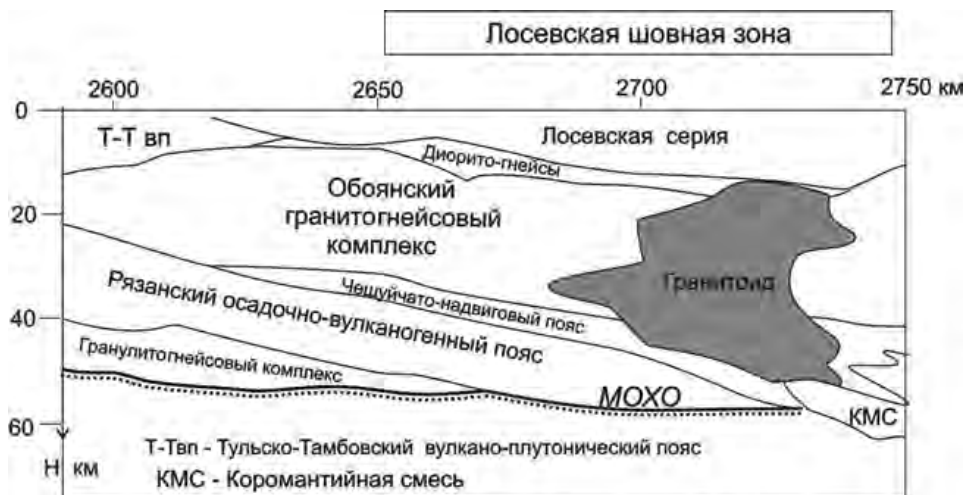


Рис. 3.10. Фрагмент сейсмоскоростного разреза земной коры геотрансекта Гранит (Геотрансект Гранит, 2002)

мы сочли необходимым северную половину шовной зоны в редакции С. В. Богдановой продлить в юго-восточном направлении вдоль интенсивных линейных аномалий гравитационного и магнитного полей, привязав границы к морфологии потенциальных полей (см. рис. 3.13, вклейка, 3.14). Высвободившуюся территорию между юго-западной границей шовной зоны и Восточно-Воронежским поясом предлагается (согласно представлениям воронежских геологов и М. В. Минца) отнести к Хоперскому мегаблоку. В такой интерпретации

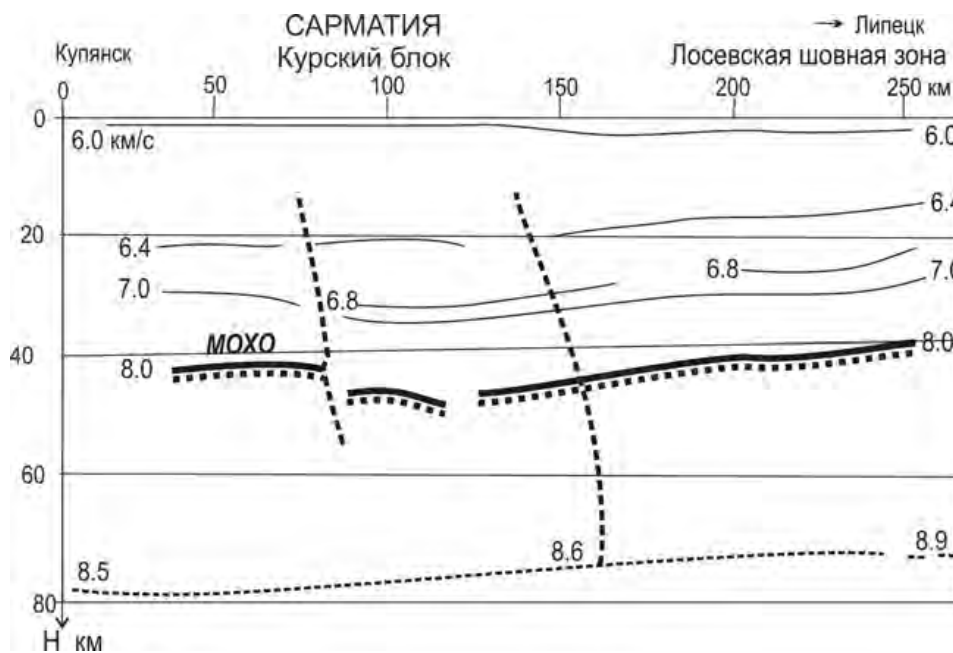


Рис. 3.11. Сейсмический разрез вдоль профиля ГСЗ Купянск–Липецк по (Тарков, 1974; Афанасьев и др., 2012)



Рис. 3.12. Сейсмический разрез литосферы по профилю ГСЗ Губкин–Жердевка по (Афанасьев и др., 2012): 1 – зоны глубинных разломов; 2 – границы Мохоровичича и в верхах мантии; 3 – внутрикоровые сейсмические границы; 4 – значения скорости продольных волн, км/с (с чертой – пластовые скорости, без черты – скорости над и под границей)

геофизических полей Межсегментная коллизионная зона по площади значительно лучше согласуется с тектонической схемой М. В. Минца (Минц, Глубинное..., 2010; Минц, 2010).

По материалам ГСЗ мощность земной коры в Рязано-Саратовской шовной зоне в ее северной части до 65 км (см. рис. 3.6), а в южной – менее 50 км (см. рис. 3.7). При этом для шовной зоны четко фиксируются: увеличение мощности нижнего («базальтового») слоя коры; отсутствие слоя коромантийной смеси (см. рис. 3.6). Авторы статьи (Bogdanova et al., 1996) особенно тщательно в зоне сочленения проанализировали поле магнитных аномалий, выполнив в том числе магнитное моделирование земной коры по профилю в северной части шовной зоны в крест простираения зоны сочленения. В частности, было установлено,

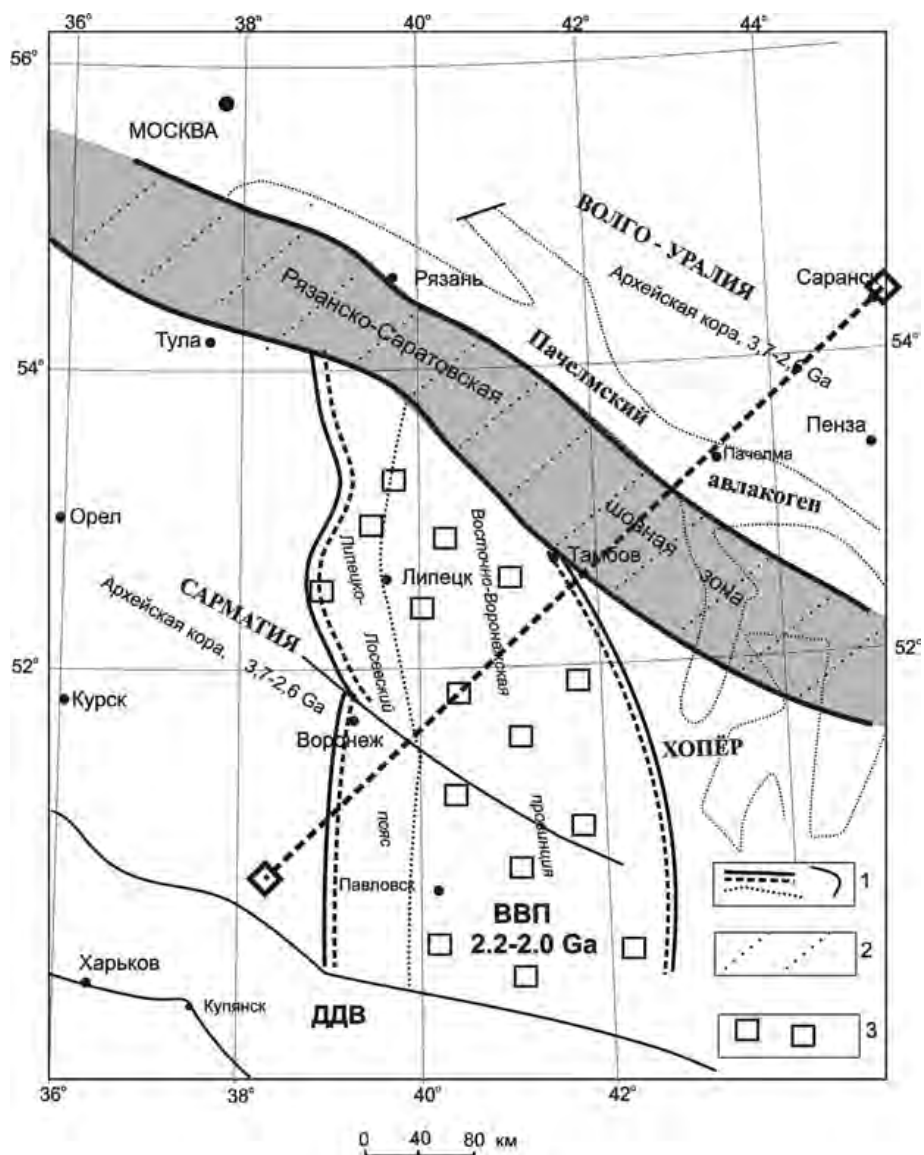


Рис. 3.14. Тектоническое положение Рязано-Саратовской шовной зоны. Обозначения см. на рис. 3.1.

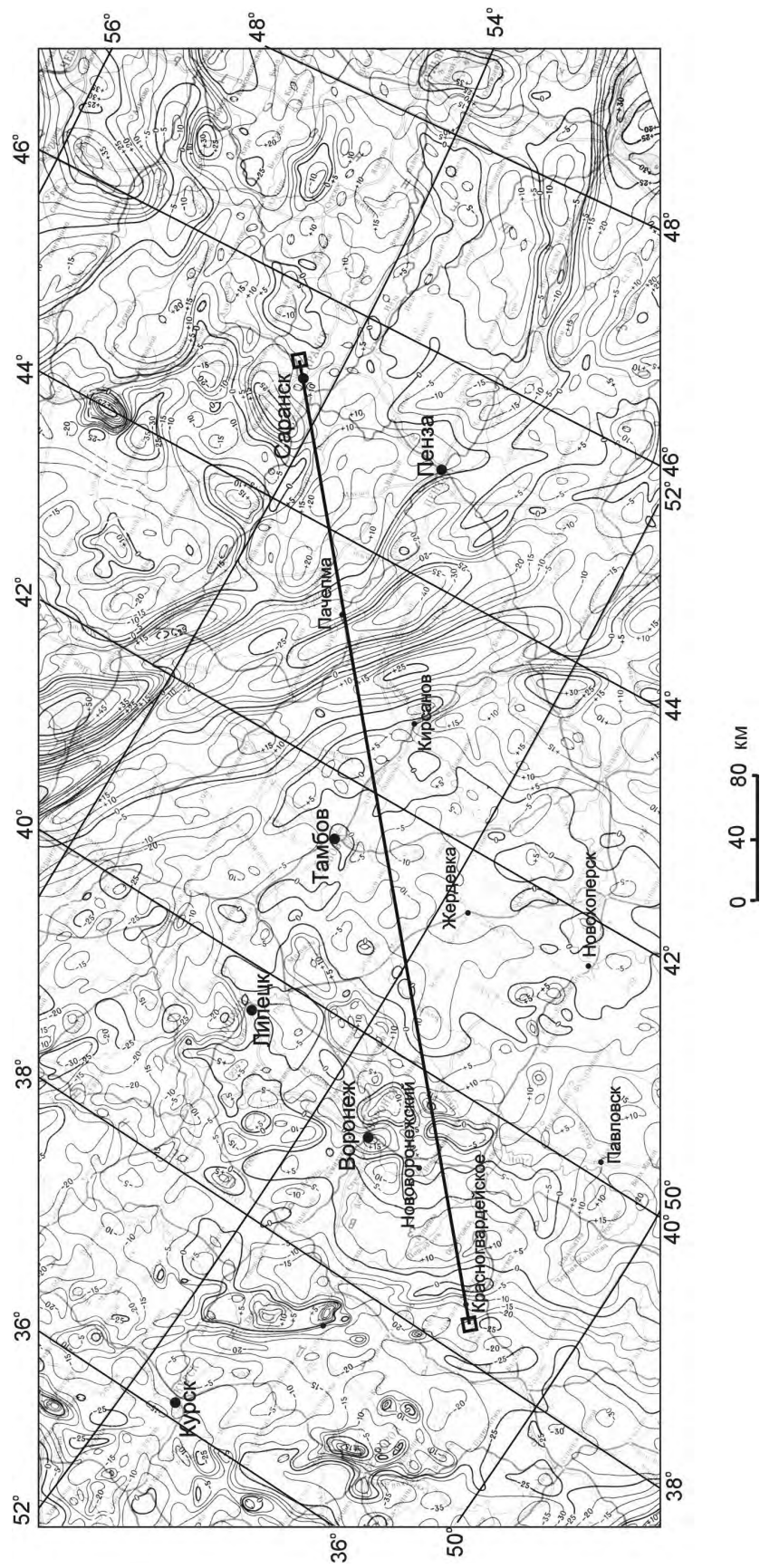


Рис. 3.15. Коридор гравитационного поля вдоль профиля комплексного сейсмогравитационного моделирования Воронеж–Пачелма

что Пачелмскому авлакогену в разрезе верхней и средней коры до глубин 30–33 км соответствуют северо-восточное падение магнитоактивных тел в коре Сарматии и, наоборот – юго-западное падение сильномагнитных масс со стороны Волго-Уралии. Для авлакогена создается картина своего рода «ванны» листрических разломов, характерных для рифтогенных структур, формирующихся в процессе горизонтального растяжения коры, в том числе для Припяского палеорифта (Гарецкий, Клушин, 1987, 1989). Сейсмические и сейсмогеологические разрезы свидетельствуют, что в северной части Пачелмскому авлакогену соответствует аномальное увеличение мощности нижнего слоя (см. рис. 3.6 и 3.8).

Восточно-Воронежскому поясу в магнитном поле соответствуют замыкающиеся в северной части кольцевой отрицательной аномалией две полосовые субмеридионального простиранья аномалии: на западе – отрицательная, накладывающаяся на Липецко-Лосевский вулканический пояс, и на востоке – положительная полоса, отвечающая в основном Восточно-Воронежской провинции. В гравитационном поле Восточно-Воронежскому поясу соответствует более пестрая картина: в ее северной половине в основном отрицательное поле, а в южной – положительное (что дало авторам основания провести между этими частями пояса глубинный разлом северо-западного простиранья (см. рис. 3.1, 3.14). Отметим, что в современном тектоническом аспекте Восточно-Воронежский пояс характеризуется высокой сейсмичностью (Надежка и др., 2008).

Совершенно другая концепция структуры, пространственного положения и природы сочленения Сарматии и Волго-Уралии – Лосевская шовная зона – представлена в работах воронежских геологов (Чернышев и др., 1997; Чернышев, Ненахов, 2002; Ненахов, Бондаренко, 2011; Бондаренко, 2011; Афанасьев и др., 2012). Восточную половину Сарматии они представляют Курским микроконтинентом (мегаблоком КМА), а западную часть Волго-Уралии – Хоперским блоком. По их мнению, зону сочленения Сарматии и Волго-Уралии представляет Лосевская шовная зона, разделяющая эти мегаблоки и сформировавшаяся в конце палеопротерозоя в результате субдукции и последующей коллизии между Курским и Хоперским микроконтинентами (см. рис. 3.2). Следует отметить, что внешние контуры Лосевской шовной зоны плохо согласуются с морфологией гравитационного и магнитного полей (см. рис. 3.13, вклейка). Так, в северной половине шовная зона ортогонально сечет северо-западные простиранья аномалий, а в южной области соответствует в гравитационном поле полосе сложного положительного поля и отрицательно-положительной магнитной аномалии. В магнитном поле в районе поворота Лосевской зоны на северо-восток наблюдается «кольцевая» отрицательная магнитная аномалия. Глубинная характеристика Лосевской шовной зоны отражена на рис. 3.7, 3.9–3.12. По этим данным Лосевской зоне в целом соответствует мощность коры около 45–50 км; в центральной части зоны между городами Липецк–Воронеж в земной коре выявлено крупное тело гранитоидов (соответствующее «коль-

цевой» отрицательной магнитной аномалии); южнее этого района на опорном геотрансекте ГСЗ 1-ЕВ обнаружен слой коромантийной смеси, наличие которого не противоречит материалам профиля ГСЗ Губкин–Жердевка, где в шовной зоне фиксируются две границы Мохо (см. рис. 3.12).

По мнению В. М. Ненахова и С. В. Бондаренко (2011, рис. 4, с. 56–57), формирование Лосевской шовной зоны (ЛШЗ) связано с деструкцией архейской структуры Сарматии «и последовательного развития континентального рифта в межконтинентальный, затем субдукционная стадия, сменяющаяся коллизионной» (с. 56). При этом «на первой стадии за счет плюмового воздействия на континентальную структуру на рубеже 2,5–2,4 млрд лет произошла деструкция (*Сарматского, курсив наши*) континента и откол континентального (*Хоперского*) блока... не исключено, что он (*Хоперский блок*) был позднее присоединен к Волго-Уралии, которая по времени своего возникновения относится к этому этапу, а при завершающем коллизионном процессе выступал в качестве пассивной окраины (*Хоперский мегаблок*)... На второй стадии континентальный рифт перешел в межконтинентальный с заложением достаточно широкого океанического пространства... На третьей стадии условия растяжения и спрединга сменились субдукционными условиями с заложением островной дуги... механизм субдукции в секторе ЛШЗ... менялся по латерали от западно-тихоокеанского на севере, до андского на юге... На коллизионной стадии сформировалась структура, которая сохранила свои черты до настоящего времени, претерпев лишь незначительные изменения, ... сам процесс коллизии, репером которого являются гранитоиды бобровского комплекса, ... произошел в интервале 2,05–2,04 млрд лет» (с. 56–57).

Таким образом, авторы полагают, что Курский и Хоперский мегаблоки до 2,5–2,4 Ga являлись единым микроконтинентом восточной окраины Сарматии, но после деструкции развивались автономно, причем Хоперский мегаблок (по-видимому, в результате сжимающих тангенциальных тектонических сил) был присоединен к Волго-Уральскому сегменту, став его западной окраиной. В конце палеопротерозоя в результате субдукции и последующей коллизии между Сарматией (Курский блок) и Волго-Уралией (Хоперский блок) и была сформирована Лосевская шовная зона.

О значимости Лосевской шовной зоны в формировании Воронежского кристаллического массива и зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии говорится также и в монографии (Афанасьев и др., 2012). При этом отмечаются неоднородность структуры и вещественного состава пород зоны по простиранию, морфологические различия западного и восточного ее ограничения, чешуйчато-надвиговое строение внутренней части зоны. Авторы на основании интерпретации сейсмических данных полагают, что механизмом структурообразования служит тангенциальное сжатие с элементом левого сдвига.

Авторы геодинамической модели формирования Лосевской шовной зоны как зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии подчеркивают, что раскол

Сарматского сегмента на Курский и Хоперский геоблоки произошел на рубеже 2,5–2,4 Ga. При этом предполагается, что Хоперский мегаблок «прилепился», возможно, на интервале 2,4–2,05 Ga к формировавшемуся именно в это же время Волго-Уральскому сегменту. Такая картина противоречит тектонической схеме С. В. Богдановой, поскольку возраст Волго-Уралии ею оценивается в 3,7–2,6 Ga (см. рис. 1.1).

Предлагаемая воронежскими коллегами схема, на наш взгляд, очень проблематична: каким образом «восточный осколок» Сарматии сначала двигаясь, по-видимому, в восточном направлении, «прилепился» к Волго-Уралии, а затем вместе с Волго-Уралией начал субдукционный процесс в прямо противоположном западном направлении? Процесс субдукции в статье (Ненахов, Бондаренко, 2011, см. с. 55, рис. 4, стадия III, см. стрелки) почему-то показан в ранге стадии не поддвига, а, наоборот, раздвига Сарматского и Волго-Уральского сегментов. Может быть именно эти трудности и заставили авторов предположить различие типов субдукций в северной и южной частях Лосевской шовной зоны?

М. В. Минц, поддерживая в принципе схему С. В. Богдановой тектонического районирования Восточно-Европейского кратона, в оригинальной работе, основываясь на материалах глубинных сейсмических зондирований и прежде всего опорного геотрансекта 1-ЕВ (см. рис. 3.6, 3.10), подробно рассматривает геодинамику формирования докембрийских структур Восточно-Европейского кратона, строя и анализируя объемные модели глубинного строения этой структуры (Минц – Глубинное..., 2010; Минц, 2011). Предлагаемые М. В. Минцем границы Рязанско-Саратовской шовной зоны хорошо коррелируют с гравитационным и магнитным полями (см. рис. 3.13, вклейка). Отметим важнейшие с позиций изучения вопроса сочленения Сарматии и Волго-Уралии моменты этой статьи. По мнению автора, к концу неоархея в юго-восточной части Восточно-Европейского кратона сформировались три самостоятельные структуры – Сарматия, Хопер, Волго-Уралия – при этом восточную половину Сарматии представлял Курский микроконтинент, образованный 3,4–2,9 Ga ассоциациями гранит-зеленокаменного типа, а Сарматия непосредственно контактировала с Волго-Уралией лишь в северо-восточной части (см. рис. 1.3 и 3.3). Зону сочленения Сарматии и Волго-Уралии, Хоперского микроконтинента и Волго-Уралии представляет Рязано-Саратовский ороген, завершивший свою эволюцию в позднем палеопротерозое. Ранее, в среднем протерозое около 2,1–2,0 Ga произошла коллизия Курского и Хоперского микроконтинентов, в результате которой сформировался Восточно-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген, включающий Липецко-Лосевский вулканоплутонический пояс и Воронцовский краевой пояс. По сейсмическим данным в нижней коре в зоне столкновения этих кратонов фиксируется тектоническое «нагромождение» нижнекоровых пластин, датированное 2,2–2,0 Ga.

Автором отмечается, что «интерпретация Рязано-Саратовского орогена в качестве позднепалеопротерозойской сутуры указывает в свою очередь на

возникновение и последующее закрытие линейного океана, разделявшего Сарматии и Волго-Уралию. Формирование Восточно-Воронежского орогена около 2,0 млрд лет назад предшествовало раскрытию этого океана, поскольку структуры этого орогена срезаются поясами Рязано-Саратовского орогена и перекрываются вулкано-плутоническим комплексом Тульско-Тамбовской активной окраины» (Минц, 2011, с. 24), см. рис. 1.3, 3.3, 3.7, 3.10). Природа зоны коллизии Курского и Хоперского кратонов, возможно, носит плюмовый характер.

Подводя итоги обсуждения геологических моделей формирования зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии, отметим, что если вместо схемы, представленной на рис. 3.1, принять схему, показанную на рис. 3.14, то основные различия обсуждаемых геологических моделей зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии имеют место в тектонических построениях Лосевской шовной зоны, с одной стороны, и Рязано-Саратовской шовной зоны – с другой. При этом причина их различий лежит в представлениях о природе Курского и Хоперского мегаблоков.

С целью поиска обобщающего варианта геолого-геофизической модели зоны конвергенции Сарматии и Волго-Уралии и соответственно согласования геологических и геофизических данных в геодинамических моделях мы выполнили комплексную физико-геологическую интерпретацию данных ГСЗ и геофизических полей вдоль профиля, ортогонально секущего архейские (3,7–2,6 Ga) сегменты Сарматии и Волго-Уралии через палеопротерозойскую (2,2–2,0 Ga) кору восточного края Сарматии, в том числе через Лосевскую шовную зону, архейскую кору, переработанную в процессе палеопротерозойской коллизии между Сарматией и Волго-Уралией (собственно Межсегментную коллизионную зону и Рязано-Саратовскую шовную зону), и Пачелмский авлакоген. Профиль моделирования был выбран между п. Красногвардейским и г. Саранском, который проходит несколько южнее г. Воронежа и через г. Пачелма (см. рис. 3.1–3.4, вклейка). Поскольку последние географические названия широко известны геологам, в дальнейшем интерпретационный профиль назван Воронеж–Пачелма.

В процессе физико-геологического моделирования по профилю Воронеж–Пачелма использованы сейсмические и сейсмоплотностные разрезы, полученные по профилям ГСЗ (см. рис. 3.4, вклейка – 3.12). Геолого-тектоническая характеристика вдоль интерпретационного профиля дана по Схеме тектонического районирования Центральной части Русской плиты, масштаб 1:2 500 000; под редакцией Ю. Т. Кузьменко (1987, 1991), по Схеме тектонического районирования положения Лосевской шовной зоны в секторе Воронежского кристаллического массива (Ненахов, Бондаренко, 2011), по тектонической карте С. В. Богдановой (см. рис. 1.1, 3.1), по тектоническим схемам, приведенным в работах М. В. Минца (Минц – Глубинное ..., 2010; Минц, 2011, рис. 1 и 2, с. 5,8), по Схеме глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы, масштаб 1:1000000; под редакцией А. В. Чекунова (1992). Картина гравитационного и магнитного аномальных полей вдоль профиля Воронеж–Пачелма представлена на рис. 3.15 и 3.16 (вклейка).

В процессе анализа характера морфологии и интенсивности наблюдаемого аномального гравитационного и магнитного полей совместно с данными о геологическом строении региона и материалами ГСЗ было установлено, что в наблюдаемом гравитационном поле имеет место региональная составляющая, обусловленная глубинными плотностными неоднородностями литосферы, а разностное поле (наблюденное минус региональное) отражает плотностную картину верхней части земной коры – кристаллическим фундаментом Воронежского массива, что великолепно показала Л. И. Надежка по профилю Губкин–Жердевка в работе (Афанасьев и др., 2012, рис. 6.23, с. 266).

Поскольку в аспекте познания природы зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии нас интересуют в основном глубинные неоднородности, из наблюдаемого поля силы тяжести $\Delta g_{\text{набл}}$ была выделена региональная составляющая $\Delta g_{\text{рег}}$, которая в центральной части профиля Воронеж–Пачелма имеет отрицательные значения до -15 мГал, а на восточном отрезке профиля – положительные до $+12$ мГал. Это хорошо просматривается в общей картине наблюдаемого поля силы тяжести (см. рис. 3.15). Именно относительно данной региональной составляющей гравитационного поля и выполнено сейсмогравитационное моделирование разреза литосферы по профилю Воронеж–Пачелма с использованием в процессе интерперетации других геофизических и геологических данных.

На рис. 3.17 (вклейка) приведены результаты сейсмогравитационного моделирования, выполненные методом интерактивного компьютерного подбора по программе IGM DIAL, составленной С. В. Голобоковым (Каратаев, Голобоков, 2003), точность подбора $\pm 0,05$ мГал. Здесь же показаны все исходные для комплексной интерпретации геолого-геофизические данные, сейсмические границы, значения плотностей вещества отдельных участков коры, графики наблюдаемого и регионального полей силы тяжести, дана тектоническая характеристика в представлениях разных авторов, а также материалы, характеризующие вещественный состав отдельных слоев земной коры западной половины профиля.

Анализируя результат комплексного сейсмогравитационного моделирования, прежде всего отметим, что в разрезе литосферы выделены два крупных плотностных тела: в центральной части профиля – крупное тело относительно пониженной плотности ($-0,04$ г/см³), и в восточной части профиля – относительно уплотненное ($+0,04$ г/см³). Первое имеет форму трапецеобразного слоя, залегающего на глубинных: кровля около 20 км, подошва – 37–38 км. Второе относительно плотное тело залегает в низах коры и имеет вид положительной складки. Рассмотрим каждое из выявленных аномальных тел.

В геофизическом отношении выделенная в коре область разуплотнения хорошо согласуется со следующими моделями глубинного строения. Во-первых, в работе (Надежка и др., 2008, рис. 3, с. 72) Л. И. Надежка на Схеме глубинных неоднородностей верхов мантии выделяет в подкоровом слое между Воронежем и Тамбовом линзу с пониженной плотностью ($0,02$ г/см³), соиз-

меримую с выделенным нами слоем разуплотнения. Во-вторых, наличие слоя разуплотнения в земной коре подтверждается материалами интерпретации временного сейсмического разреза по профилю 1-ЕВ на участке излома профиля ГСЗ в районе пикетов 2900–3000 км, где выделяется зона гранит-зелено-каменной коры GGC (Минц, 2011, рис. 5, с. 12). В третьих, разуплотнение в средней коре отмечается и в материалах, представленных на Схеме глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы (в составлении которой участвовали авторы данной монографии): на рис. 3.17 (вклейка) приведен фрагмент этой схемы, свидетельствующий об увеличенной в центральной части профиля мощности гранитного слоя относительно пониженной плотности (Схема глубинного..., 1992). Отметим, кроме того, что разуплотненной линзе на глубинах 80 км соответствует поднятие сейсмической границы (см. рис. 3.11), возможно, связанное со слоем выплавления на этих глубинах базальтов (Сорохтин, Ушаков, 1993).

С геологической точки зрения обращает на себя внимание следующий факт. Воронежская антеклиза практически полностью пространственно соответствует разуплотненной линзе в коре, при этом мощность базальтового слоя существенно меньше мощности гранитно-диоритового слоя. Особенности глубинного строения коры Воронежской антеклизы, структура геофизических полей и высокая современная сейсмичность (Надежка и др., 2008) позволяют по геолого-геофизической классификации земной коры И. К. Пашкевич (Каратаев, Пашкевич, 1986) отнести Воронежскую антеклизу к типу D – коры незавершенной стадии развития с интенсивной активизацией, области раннепротерозойской гранитоидной переработки и активизации (аналогом такого типа коры является Кировоградский блок Украинского щита): мощность земной коры около 45 км; рельеф границы Мохо субгоризонтальный, пологий, возможны ступени не более 5 км; намагниченность вещества нижней части коры умеренная – около 2,0 А/м, плотность – 3,00–3,10 г/см³; магнитное поле: интенсивная отрицательная региональная аномалия (свыше 2000 нТл), локальное поле выражено относительно положительными и отрицательными аномалиями слабой интенсивности; гравитационное поле: существенно отрицательная региональная аномалия, локальное поле — множество отрицательных аномалий.

На центральную наиболее мощную часть разуплотненной линзы проецируются Лосевская шовная зона, палеопротерозойский мегаблок коры Сарматии возраста 2,2–2,0 Ga по тектонической схеме С. В. Богдановой с коллегами и Воронцовский пояс по модели М. В. Минца. К концевым маломощным частям коровой линзы, к участкам относительно повышенной средней плотности коры приурочены на западе Курский блок Сарматии и на востоке Хоперский блок.

Исключения из этой закономерности наблюдаются для Липецко-Лосевского вулcano-плутонического пояса и Рязано-Саратовского орогена модели М. В. Минца и Межсегментной коллизионной зоны, которые отмечаются на западном

и восточном окончностях рассматриваемого глубинного корового возмущающего тела. В наблюдаемом гравитационном поле им соответствуют положительные аномалии (см. рис. 3.17, вклейка). Это свидетельствует о том, что возмущающие объекты для этих структур расположены в верхнем слое земной коры и относятся к структурно-вещественным комплексам кристаллического фундамента.

На основании этих закономерностей, с учетом морфологии гравитационного и магнитного полей и сейсмоскоростных разрезов на рис. 3.17 (вклейка) приведена тектоническая схема вдоль профиля физико-геологического моделирования в версии авторов данной монографии. Согласно этой версии, северо-восточная граница Межсегментной коллизионной зоны и Рязано-Саратовской шовной зоны практически совпадают, а палеопротерозойская кора Сарматии, выраженная Восточно-Воронежским поясом, ограничивается на западе Курским и на востоке Хоперским мегаблоками.

Как отмечалось, в восточной части профиля Воронеж–Пачелма в низах коры выявлен аномальный выступ антиклинального вида с повышенной плотностью. Согласно схеме разреза, он приурочен к осадочно-вулканогенному краевому поясу Волго-Уралии модели М. В. Минца и Пачелмскому авлакогену в версии С. В. Богдановой и ее коллег (см. рис. 3.17, вклейка). Наличие в низах коры уплотненного выступа подтверждается и сейсмическими материалами в северной части Пачелмского авлакогена (см. рис. 3.8). Зоне контакта глубинного антиклинального выступа и разуплотненной линзе соответствует приподнятое залегание поверхности Мохо. Особое внимание на этом участке профиля обращает на себя согласное падение на юго-запад восточного борта коровой разуплотненной линзы и юго-западного крыла уплотненной складки в низах коры.

Все это свидетельствует либо об интенсивном протекании здесь вертикальных флюиδοмагматических тектонофизических процессов, по-видимому, в период формирования Пачелмского авлакогена, либо о юго-западном перемещении Волго-Уральского сегмента со смятием океанской коры в процессе субдукции и коллизии.

Обобщая изложенные выше результаты геофизических исследований, выделим те факторы, которые так или иначе свидетельствуют в пользу концепции формирования шовной зоны в результате процессов субдукции и коллизии при конвергенции Сарматии и Волго-Уралии.

1. И сейсмические данные, и материалы физико-геологического моделирования подтверждают, что в зоне контакта Сарматии и Волго-Уралии слои земной коры имеют юго-западное падение, свидетельствующее о происходивших здесь субдукционно-коллизионных процессах.

2. В зоне контакта Сарматии и Волго-Уралии в низах относительно уменьшенной мощности коры установлено плотное возмущающее тело антиклинального типа, природа которого может быть связана как с глубинными вер-

тикальными флюиโดмагматическими процессами, так и с реликтом океанской коры, существовавшей между Сарматией и Волго-Уралией.

3. Предположения о том, что природа зоны коллизии Курского и Хоперского кратонов, выраженной как в виде Восточно-Воронежского орогена, так и в виде Лосевской шовной зоны, возможно, носит плюмовый характер.

4. Наличие на глубинах 80 км поднятия сейсмической границы (см. рис. 3.11), приуроченного к Восточно-Воронежскому орогену, разделяющему Курский и Хоперский мегаблоки, возможно, связанного со слоем выплавления на этих глубинах базальтов в процессе конвективного подъема магматического вещества астеносферы (Сорохтин, Ушаков, 1993).

3.2. Тектоно-геодинамическая модель Рязано-Саратовской шовной зоны

Важную роль в понимании характера протекания тектонофизических процессов при конвергенции Сарматского и Волго-Уральского сегментов играет установление причин возникновения в исследуемом регионе Курского и Хоперского микроконтинентов (кратонов). Для установления возможной природы возникновения этой коллизии обратимся к двум фактам. Первый факт – характер гравитационного и магнитного аномальных полей. Весь регион от Курской магнитной аномалии на западе до Рязано-Пачелмских положительных линейных аномалий на востоке характеризуется существенно отрицательными гравитационным и магнитным полями, свидетельствующими о пониженной средней плотности земной коры. Собственно, это ярко показано на рис. 3.17 (вклейка) в виде отрицательной аномальной линзы в средней части земной коры. При этом морфология и того и другого поля носит кольцевой характер, подчеркивая обусловленность полей физико-геологическим телом кольцевого характера в плановом сечении. Из материалов геологической интерпретации потенциальных полей известно, что такого рода геофизические поля создаются, как правило, крупными массивами гранитоидов (чаще – плагиогранитоидов).

Второй факт – Курскому и Хоперскому кратонам в плане соответствует позднеархейская Курская гранит-зеленокаменная провинция Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса (Оронецкий, Коболев, 2006), характеризующаяся прорывами даек пегматоидных гранитов и интрузий плагиогранитов, сводовым строением поверхности Мохоровичича и относительно небольшой мощностью коры – все это создает в региональном плане отрицательные поля, на фоне которых иногда встречаются локальные положительные аномалии, характерные именно для интрузий плагиогранитов (Ахметжанов и др., 1961). Рассматриваемая Курская провинция, интерпретируемая Ю. П. Оронецким и В. П. Коболевым как мантийный плюм (глубинный палеосвод), объединяя площади Курского и Хоперского кратонов, располагалась в восточной части Сарматии и граничила с Волго-Уралией. Она, принадлежа Восточно-Европей-

ско-Мозамбикскому горячему поясу, входила в северной его части в состав субмеридионального проторифтогенного Восточно-Европейского гранит-зеленокаменного пояса (рис. 3.18). Время раскрытия этого пояса относится к интервалу 3,2–2,7 Ga и характеризуется высокими растягивающими напряжениями (Орещковский, Кобелев, 2006). Напомним, что Курский кратон образован ассоциациями гранит-зеленокоаменного типа, сформированными 3,4–2,9 Ga (Минц, 2011).

На основании этих фактов мы полагаем, что формирование в среднем палеопротерозое Восточно-Воронежской коллизионной структуры произошло в результате субмеридионального мантийно-плюмового раскола литосферы восточной части Сарматии, представленной Курским гранит-зеленокаменным поясом (глубинным палеосводом – Орещковский, Кобелев, 2006), на два микроконтинента – Курского и Хоперского и последовавшей коллизии между ними.

Сейсмическим подтверждением этой концепции вполне можно считать приуроченность к Восточно-Воронежскому поясу поднятие на глубине 80 км сейсмической границы, интерпретируемой как поверхность астеносферы. Особенность этой коллизии подмечена М. В. Минцем: «скоротечность предполагаемой субдукции и отсутствие фрагментов океанической литосферы позволяют предполагать кратковременное и пространственно ограниченное существование океанической структуры, которая могла бы возникнуть при переходе от рифтинга к спредингу в западной части Воронцовского эпиконтинентального бассейна плюмовой природы» (Минц, 2011, с. 22). Очевидно, что в процессе коллизии и раздвига Курского и Хоперского кратонов, последний имел тенденцию перемещения в восточном направлении, что оказывало соответствующее влияние на образование в последующем в позднем палеопротерозое Рязано-Саратовского орогена.

Этот результат подтверждает, на наш взгляд, мнение М. В. Минца и его коллег о том, что именно позднепалеопротерозойский Рязано-Саратовский ороген является основной сутурой сочленения Сарматии, Хопера и Волго-Уралии (Минц, 2011, рис. 2, с. 8). Общая картина разреза литосферы в восточ-

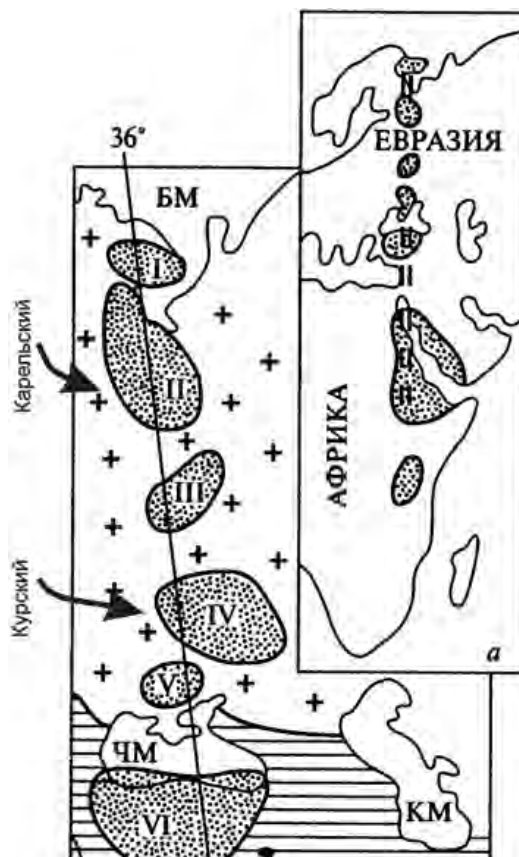


Рис. 3.18. Схема северной части Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса по (Орещковский, Кобелев, 2006)

ной части профиля – юго-западный наклон выделенных в коре глубинных линз свидетельствует о том, что здесь некогда протекал процесс субдукции: Волго-Уральская кора имела тенденцию поддвигаться под Хоперский кратон.

Полагая, что аномально плотное антиклинальное образование в низах коры, приуроченное к Рязано-Саратовской сuture, вероятно, является реликтом тяжелой океанской плиты (названной нами Пачелмской), закрытие океана между Волго-Уралией и Хопером при их движении навстречу друг другу происходило, скорее всего, путем погружения океанской плиты на уровень подошвы земной коры–верхов верхней мантии с последующим сжатием пластины тонкой океанской коры в складку и образованием в результате коллизии Рязано-Саратовской шовной зоны (рис. 3.19, вклейка).

КОНВЕРГЕНЦИЯ ФЕННОСКАНДИИ И ВОЛГО-УРАЛИИ

4.1. Геологическая и геофизическая характеристика Центральнорусской шовной зоны

Исследование зон сочленения Фенноскандии и Сарматии, Сарматии и Волго-Уралии, описанное в предыдущих главах настоящей монографии, показало, что тектонофизический механизм конвергенции сегментов Восточно-Европейского кратона различен. Так, сочленение Фенноскандии и Сарматии (профиль физико-геологического моделирования (ФГМ) Варена–Несвиж–Короostenь на рис. 1.4) происходило по закону субдукции андского типа с последующей коллизией, когда тяжелая Белорусская океанская кора между ними была поддвинута под Сарматию, а последующая коллизия сформировала Центральнорусскую шовную зону. Сближение же Сарматии и Волго-Уралии (профиль ФГМ Красногвардейск–Воронеж–Пачелма–Саранск на рис. 1.4) происходило по зондскому типу: Пачелмская океанская кора между ними была сжата в складку и погружена на уровень подошвы земной коры-верхов верхней мантии, с последующим образованием в результате коллизии Рязано-Саратовской (Обнинско-Саратовской) сутурной зоны. Для полноты картины особенностей проявления тектонофизических процессов при сближении Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии в настоящем разделе монографии описаны результаты геологической интерпретации геофизических полей в зоне сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии вдоль профиля физико-геологического моделирования Тихвин–Пенза (см. рис. 1.4 и 4.1).

Область исследований физико-геологического моделирования определена на основании анализа тектонических построений Восточно-Европейского кратона, выполненных С. В. Богдановой с соавторами (Bogdanova et al., 2005) и М. В. Минцем (Глубинное..., 2010; Минц, 2011). Согласно этим материалам, конвергентная граница Фенноскандии и Волго-Уралии расположена примерно по линии Калуга–Владимир–Горьковское водохранилище–Вятка и далее на северо-восток. При этом по С. В. Богдановой с соавторами, это граница между Центральнорусским палеопротерозойским поясом возраста 1,8–1,6 Ga и архейской корой Волго-Уралии возраста 3,7–2,6 Ga, а по М. В. Минцу – это граница между Среднерусским позднепалеопротерозойским орогеном возраста 2,0–1,8 Ga и Токмовским архейским гранулит-гнейсовым овоидом возраста 3,3–2,6 Ga. Северо-западнее этой границы и располагается субдукционно-коллизонная зона сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии.

С геофизической точки зрения область исследований хорошо обеспечена профилями ГСЗ 1-ЕВ и Харовск–Саранск; точечные сейсмические данные по-



Рис. 4.1. Схема геотраверсов глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) и профиля физико-геологического моделирования (ФГМ) в зоне сочленения сегментов Фенноскандии и Волго-Уралии: 1 – геотраверсы ГСЗ: а – полные, б – фрагменты, в – сейсмические пикеты, км; 2 – а – профиль ФГМ, б – километраж; 3 – границы Центральнорусской шовной зоны

лучены также по профилям ГСЗ Тула – р. Инсар и Гранит (см. рис. 4.1). Вся площадь исследований покрыта гравиметрической и магнитометрической съемками разных масштабов.

Северо-западная часть профиля ФГМ Тихвин–Пенза на участке 100–400 км проложена вдоль линии ГСЗ 1-ЕВ (пикеты 1650–2000 км), сейсмический разрез взят из работы (Глубинное..., 2010), рис. 4.2, вклейка. Зона сочленения сегментов на профиле ФГМ попадает на отрезок между 400–650 км, между Кашиным и южнее Владимира. Отрезок профиля от 400 до 850 км охарактеризован обобщенными материалами ГСЗ, выполненными Г. В. Краснопевцевой и Ю. К. Щукиным (2000). На 850-м километре интерпретационный профиль пересекается с профилями ГСЗ Тула – р. Инсар, сейсмический разрез по которому приведен в работе (Золотов, Ракитов, 2000). На 1030-м километре профиль заканчивается пересечением с геотраверсом ГСЗ Гранит (пикет 1900), данные по которому изложены в работе (Геотраверс..., 2002).

В процессе сейсмогравитационного моделирования использованы также карты потенциальных полей – гравитационного (Гравиметрическая..., 1991) и магнитного (Карта..., 1974, 2000) рис. 4.3, вклейка. На основании комплексирования сейсмических данных с наблюдаемым гравитационным полем, выполненного по компьютерной программе IGM DIAL (Каратаев, Голобоков, 2003), были выделены региональное, локальное поля и поля, обусловленные плотностными неоднородностями кристаллического фундамента и слоем коромантийной смеси (рис. 4.4). Для каждого из этих полей по той же компьютерной программе построены плотностные модели разреза земной коры и верхней мантии.

На рис. 4.5 (вклейка) и 4.6 (вклейка) дана картина пространственного положения зоны сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии по геофизическим полям и геологическим данным. Так, в гравитационном и магнитном полях этой зоне соответствуют полосовые линейно вытянутые в северо-восточном направлении положительные и отрицательные аномалии, секущие юго-восточные простирания аномальных полей, распространенных севернее и южнее этой зоны (рис. 4.5, А и Б, вклейка). При этом в гравитационном поле севернее зоны фиксируются крупные положительные аномалии, а южнее – слабовыраженная группа локализованных аномалий на общем отрицательном фоне. В южной половине зоны сочленения интенсивная линейная положительная магнитная аномалия, протягивающаяся по линии Москва–Кинешма, интерпретируется И. К. Пашкевич (1990) как Московская (Муйская) глубинная магнитная неоднородность.

По мнению С. В. Богдановой с соавторами (Bogdanova et al., 1993, 1996, 2005), зона сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии (рис. 4.6, А, вклейка) соответствует Центральнорусскому поясу, сформировавшемуся между 1,8 и 1,6 Ga в результате переработки архейской и палеопротерозойской коры. К этому поясу приурочена и Среднерусская рифтовая система. Ширина зоны – 250–300 км. В зоне выделены блоки и останцы коры, отколотые от примыкающих сегментов Фенноскандии и Волго-Уралии. Юго-западная часть зоны представлена

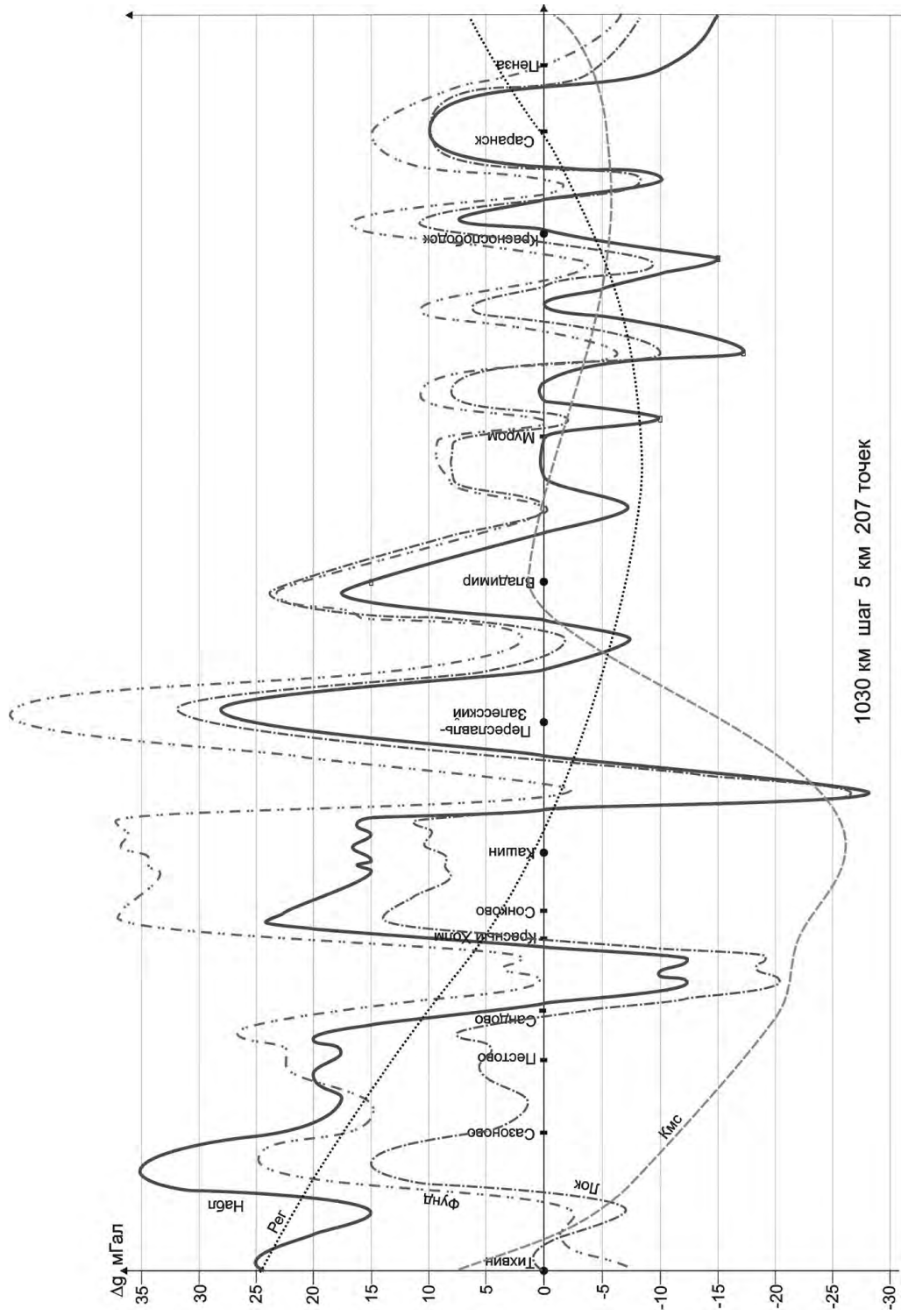


Рис. 4.4. Кривые наблюдаемого поля силы тяжести и его составляющие вдоль профиля физико-геологического моделирования Тихвин–Пенза: Поля: набл – наблюдаемое, рег – региональное и лок – локальное; фонд – поле, обусловленное внутренней плотностной неоднородностью кристаллического фундамента; Кмс – гравитационное поле от слоя коромантийной смеси

Нелидовским (Ржевским) блоком, по геолого-геофизическим данным схожим с Карельской зеленокаменной провинцией. В шовной зоне имеется ряд других разобщенных блоков и останцев гранулитовой коры, сходной с корой Волго-Уралии, что подтверждено бурением. Согласно интерпретации магнитного поля (Vogdanova et al., 1996), в северо-западной части зоны сочленения обнаружена низконамагниченная кора (0,5 А/м), свойственная коре Фенноскандии. Кора же в юго-восточной половине зоны сочленения обладает повышенной намагниченностью до 1,0 А/м, характерной гранулитогнейсовой коре Волго-Уралии. Локальные магнитные тела в зоне сочленения прослеживаются до глубин 35 км. Они очерчивают серию сбросов и взбросов, которые круто погружаются преимущественно на юго-восток вдоль Фенноскандинавского края зоны сочленения (что хорошо коррелирует с данными ГСЗ по геотрансекту 1-ЕВ, см. рис. 4.2, вклейка) и, наоборот, на северо-запад в Волго-Уральской части.

Выделенный М. В. Минцем (Глубинное..., 2010; Минц, 2011) Среднерусский палеопротерозойский коллизионный ороген (как срединный сектор Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена) занимает, как показали результаты районирования гравитационного и магнитного полей (см. рис. 4.3, 4.6, Б, вклейка) несколько меньшую территорию. Об этом же свидетельствует и анализ составленной М. В. Минцем карты главных тектонических структур раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (см. фрагмент этой карты на рис. 4.6, Б, вклейка) и сейсмогеологический разрез литосферы по профилю 1-ЕВ (см. рис. 4.2, вклейка). Это прежде всего касается северо-северо-западной границы Центрально-русской шовной зоны, которая проходит по контакту Кашинского гранулитогнейсового пояса, принадлежащего еще Фенноскандии, с Тверским мигматитогнейсовым (метаосадочным) поясом. На юго-востоке шовной зоны в районе пикета 2050 км профиля 1-ЕВ и окраинных Московского и Апрелевского поясов происходит резкое погружение тектонических пластин под средним углом 5–10° к юго-востоку (см. рис. 4.2, вклейка), причем мощность Тотьминской пластины существенно увеличивается до 10 км.

В восточной части исследуемой территории зону сочленения Фенноскандии и Сарматии сечет профиль ГСЗ Харовск–Саранск. На рис. 4.7 представлен сейсмоплотностной разрез земной коры вдоль этого профиля по С. И. Селемеву (2006). Нетрудно видеть, что зона сочленения довольно четко фиксируется этими геофизическими данными. Здесь обращает на себя внимание то, что если направление падения пород земной коры на границе с Волго-Уралией соответствует данным профиля ГСЗ 1-ЕВ (юго-восточное), то на границе с Фенноскандией – оно противоположно материалам профиля ГСЗ 1-ЕВ, т. е. северо-западное.

Обобщая изложенную геолого-геофизическую характеристику всей Центрально-русской зоны сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии, следует заметить следующее. Если контуры границ зоны сочленения по данным всех авторов с некоторыми уточнениями, в том числе и контуры по материалам грави-

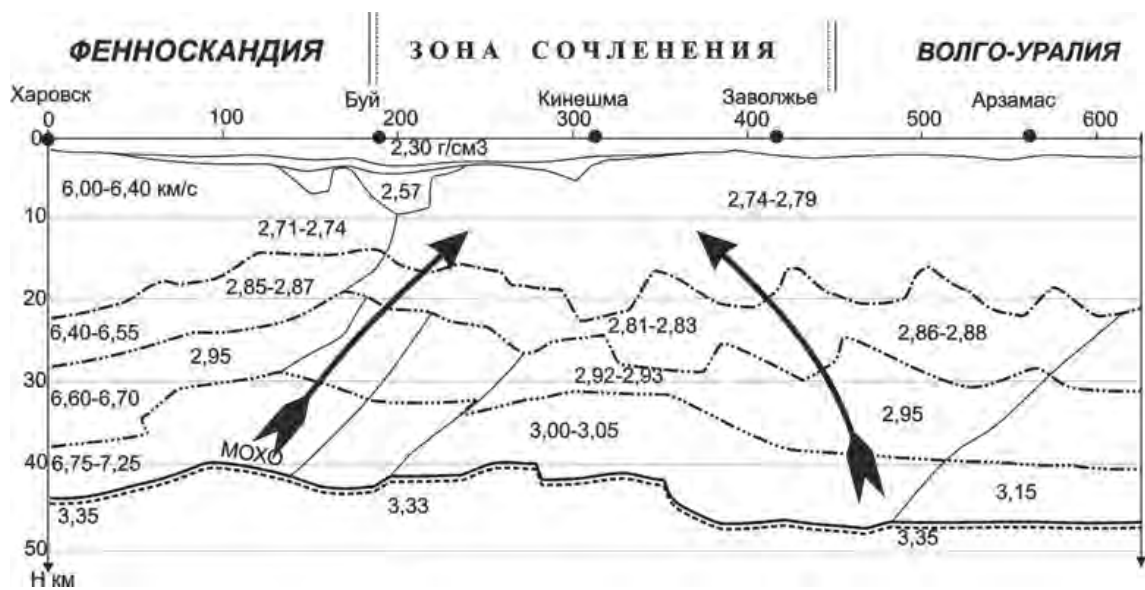


Рис. 4.7. Сейсмоплотностной разрез земной коры вдоль геотрансекта ГСЗ Харовск–Саранск (Селеменев, 2006). Стрелками подчеркнуты направления тектонофизических процессов деформации слоев земной коры в зоне сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии

тационного и магнитного полей, практически совпадают, то оценки направлений падения пород земной коры в Фенноскандианской и Волго-Уральской частях шовной зоны различны. Так, по (Bogdanova et al., 1996) можно говорить о том, что земная кора в зоне сочленения имеет вид сужающейся вглубь трапециевидной структуры. Противоположное (перевернутое) положение такой трапециевидной структуры видно по данным С. И. Селеменева (2006). А вот по материалам ГСЗ 1-ЕВ в интерпретации М. В. Минца блок земной коры зоны сочленения в целом падает в юго-восточном направлении.

На рис. 4.8 (вклейка) представлена обобщенная сейсмоплотностная модель разреза земной коры и верхней мантии по профилю Тихвин–Пенза, построенная в результате комплексирования вышеперечисленных геологических и геофизических данных. Как видно, строение земной коры и верхней мантии в зоне сочленения Фенноскандии и Волго-Уралии существенно отлично от участков за пределами этой зоны. Для шовной зоны характерны следующие особенности: присутствие в верхней коре плотных крупных локализованных тел (рис. 4.9 – по геологическим оценкам – это гранулитогнейсовые структуры); уменьшение мощности земной коры – подъем границы Мохо; глубинные разломы мантийного заложения, окаймляющие зону и падающие в юго-восточном направлении (направлении поддвига Фенноскандии под Волго-Уралию), а также резко наклоненные в том же направлении тектонические пластины. К зоне сочленения приурочено утонение глубинной астеносферной линзы с разуплотненной плотностью – $0,06 \text{ г/см}^3$, что в совокупности с подъемом поверхности Мохо образует некое утолщение верхнемантийного слоя. Кроме того, этой части разреза соответствует Московская (Муйская) глубинная магнитная неодно-

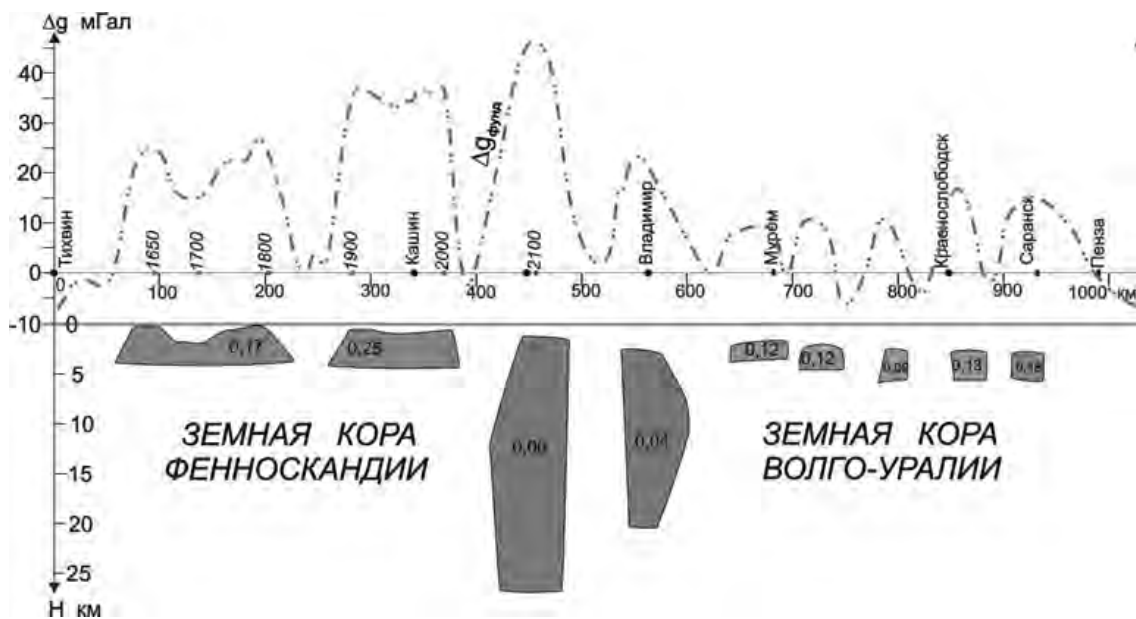


Рис. 4.9. Плотностной разрез внутренней структуры кристаллического фундамента по данным гравитационного моделирования вдоль профиля ФГМ Тихвин–Пенза по компьютерной программе IGM DIAL. Значения аномальных плотностей возмущающих тел приведены в g/cm^3

родность северо-восточного простирания, коррелирующая с простиранием шовной зоны (Пашкевич и др., 1990). Все эти параметры модели хорошо согласуются с приведенными выше материалами ГСЗ и геологическими оценками.

В северной части профиля выделенные в верхней коре тела с существенно положительной плотностью отражают гранулитогнейсовые пояса, а в средней коре – осадочно-вулканогенную толщу; в южной половине профиля в самых верхах коры также выделены плотные тела. Вдоль всего профиля фиксируется слой коромантийной смеси, развитой на всей, приведенной на рис. 4.2 (вклейка), части профиля ГСЗ 1-ЕВ.

Таким образом, анализируя общую картину разреза литосферы, представленного на рис. 4.8 (вклейка), обращает на себя внимание северо-западная часть, где мы видим четкое падение слоев земной коры и верхней мантии Фенноскандии на юго-восток. Интерпретируя этот факт как подвиг Фенноскандианского континентального блока под Волго-Уральский, можно предложить следующий вариант процесса сближения Фенноскандии и Сарматии (рис. 4.10, вклейка).

4.2. Тектоно-геодинамическая модель Центральнорусской шовной зоны

Континентальные сегменты Фенноскандии и Волго-Уралии были разделены Центральнорусским океаном, который имел рифтогенное происхождение и представлял собой линейно вытянутый узкий бассейн. Вдоль активных окраин Волго-Уралии в результате субдукционных процессов формировался в течение позднего палеопротерозоя (2,0–1,8 Ga) Серпуховский вулканоплутонический пояс. В современном строении фундамента Восточно-Европейской платформы

на продолжении этого пояса к юго-западу расположен Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс, который возник на активной окраине архейского блока Сарматии, омывавшемся водами Беллрусского океана (Garetsky, Karatayev, 2011).

По-видимому, движение земной коры сегментов Фенноскандии и Сарматии навстречу друг другу сопровождалось соответствующим встречным перемещением относительно разуплотненного подкорового вещества, реликт которого мы наблюдаем в виде глубинной линзы на плотностном разрезе (см. рис. 4.8, вклейка). Встречное движение подкорового вещества в ныне наблюдаемой зоне сочленения плит привело к поднятию поверхности Мохо и вдавлению подошвы подкорового слоя. Иначе говоря, в процессе субдукции и последующей коллизии в зоне сочленения имел место «раздув» слоя подкорового вещества. Подкоровое вещество в процессе сближения плит ассимилировало океанскую кору, подвинутую под Волго-Уралию, ниже уровня подошвы земной коры. Последующая коллизия завершила формирование Центральнорусской шовной зоны. В коре непосредственно под Дмитрово-Галичским и Московским гранулитогнейсовыми поясами по данным ГСЗ и сейсмоплотностного моделирования (см. рис. 4.2 и 4.8, вклейка) фиксируется предположительно гнейсогранулитовая пластина повышенной плотности (ELMC). Возможно, это есть осколок – реликт океанской коры.

Согласно тектонической типизации зон субдукции и их латеральных структурных рядов, приведенной в работе (Хаин, Ломизе, 1995), процесс сближения литосферных Фенноскандинавской и Волго-Уральской сегментов следует отнести к субдукции зондского типа с активным влиянием разуплотненного подкорового слоя.

**СЛОБОДСКИЙ ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ УЗЕЛ
КОНВЕРГЕНЦИИ ФЕННОСКАНДИИ,
САРМАТИИ И ВОЛГО-УРАЛИИ**

5.1. Строение и геофизическая характеристика

Еще А. Д. Архангельский, анализируя схему магнитных аномалий Европейской части СССР, масштаба 1:10000000, составленную в 1937 г. В. В. Коллюбакиным и А. И. Падеревской, обратил внимание на морфологическую картину аномального магнитного поля: «В области, расположенной западнее 32-го меридиана, аномальные полосы между 54-й и 57-й параллелями резко отгибаются к западу. Интересно, что это связывается с появлением на площади, ограниченной 55° и 56° с. ш. и 31° и 34° в. д., нескольких полос почти широтно-го или ЗСЗ простирания» (Архангельский, 1947, с. 71).

В дальнейшем схемы тектонического районирования фундамента Русской плиты составлялись многими исследователями (Геологическое строение..., 1967; Гафаров, 1966, 1976; Структура фундамента..., 1977; Основные проблемы..., 1979; Богданова, 1984; Bogdanova, 1991; Bogdanova et al., 1996; Bogdanova et al., 2005 и др.). В связи с тем, что они основывались в общем на одних и тех же геолого-геофизических материалах, контуры основных тектонических элементов близки между собой, хотя их трактовки различны. К. О. Кратц и др. (Основные проблемы..., 1979) в фундаменте выделили межи – региональные линейные структуры, которые разделяют блоки земной коры, названные авторами полями. Характерно, что межи местами сочленяются друг с другом, образуя узлы, которых в пределах Русской плиты насчитывается несколько. Межи, как ослабленные зоны растяжения, получили отражение в структурном плане нижней части платформенного чехла (в том числе в авлакогенах). Ю. П. Оровецкий (1989, 1990, 1993) на основании расположения авлакогенов, радиально расходящихся из общего участка, а также близко совпадающими с ними магнитными аномалиями в центре Восточной Европейской платформы (ВЕП) выделил Верхневолжский мантийный плюм. Л. П. Зоненшайн и др. (1990) отметил, что в районе к северу от Москвы расположен «узел сочленения нескольких авлакогенов», которые они интерпретировали как «место начавшегося, но не состоявшегося раскола и разделения континентов» (с. 51). М. А. Нагорный (1994) по картам аномальных магнитных полей наметил во внутреннем строении ВЕП систему вихревых и спиралевидных структур. К первым из них он отнес такие крупные структуры, как Онежскую, Прибалтийскую, Средневолжскую; к средним – Лапландскую, Верхневолжскую, Оренбургскую; к небольшим – Бугульминскую. К спиралевидным структурам,

представляющим собой серию совмещенных дуг, радиус кривизны которых возрастает от центра к периферии, принадлежат Волынская и Оршанская. Автор статьи предположил, что авлакогены и грабены ВЕП пространственно связаны с зонами, расположенными между вихревыми и спиралевидными системами литосферы.

Мы обратили внимание на оригинальную морфологическую картину строения аномального магнитного поля в центре ВЕП, где магнитные аномалии устремляются к единому центру (рис. 5.1, вклейка). Анализируя структуру восточной оконечности Полоцко-Курземского субширотного пояса разломов (Га-

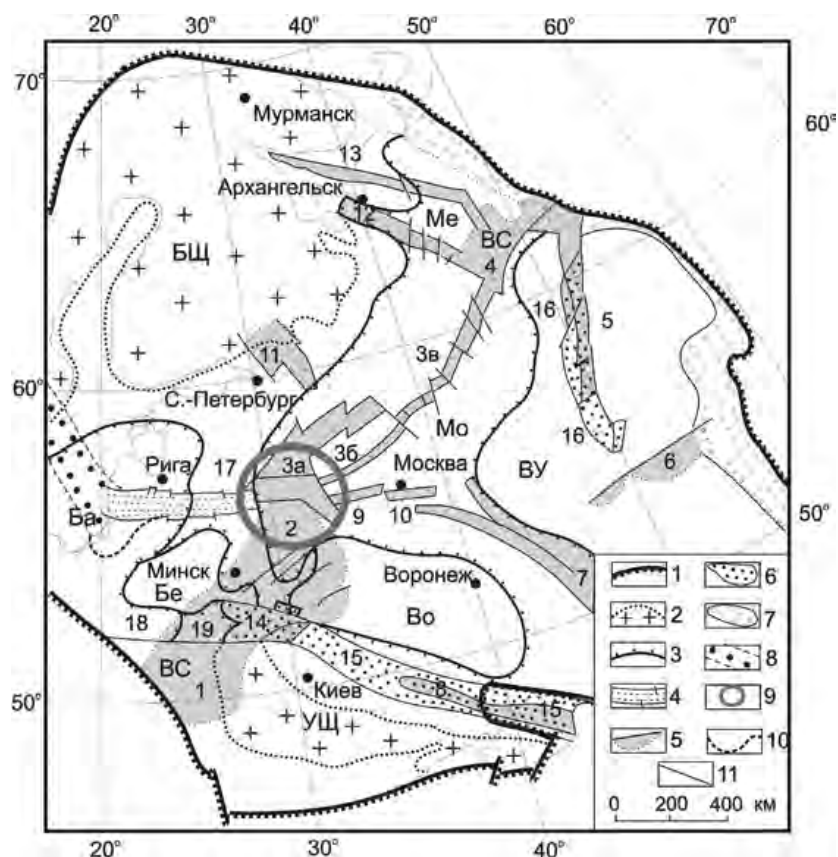


Рис. 5.2. Тектоническое положение Слободского тектоно-геодинамического узла в структуре Восточно-Европейской платформы: 1 – границы платформы; 2 – щиты (БЩ – Балтийский, УЩ – Украинский); 3 – границы антеклиз и синеклиз (антеклизы: Бе – Белорусская, Во – Воронежская, ВУ – Волго-Уральская; синеклизы: Ба – Балтийская, Мо – Московская, Ме – Мезенская); 4 – Полоцко-Курземский пояс разломов; системы палеорифтов: 5 – ранних (ВС – Волыно-Среднерусская система прогибов: 1 – Волынский, 2 – Оршанский палеопроегибы; Среднерусский авлакоген: 3а – Валдайская, 3б – Тверская, 3в – Сухонская ветви; 4 – Яренская впадина; авлакогены: 5 – Кажимский (Вятский), 6 – Серноводско-Абдулинский, 7 – Пачелмский, 8 – Днепровско-Донецкий; грабены: 9 – Гжатский, 10 – Московский, 11 – Ладожский, 12 – Двинский, 13 – Лешуконский); 6 – поздних (14 – Припятский, 15 – Днепровско-Донецкий, 16 – Вятский прогибы); 7 – зоны перикратонных опусканий, синхронных в развитии с ранними палеорифтами; 8 – Готландский тектонический пояс; 9 – контур Слободского тектоно-геодинамического узла; 10 – условная южная граница Клайпедской сигмоиды; 11 – разломы; номера 17–19 – тектонические структуры: 17 – Латвийская седловина, 18 – Подляско-Брестская впадина, 19 – Полесская седловина

рецкий и др., 2002; 2004), мы пришли к тому, что эта тектоническая структура хорошо вписывается в картину сближения (схождения) авлакогенов, расположенных в центральной части ВЕП, образуя равномерный ряд радиальных структур с центром в районе Слободской возвышенности (широта $55^{\circ},64$ и долгота $31^{\circ},76$) – рис. 5.2: отсюда и название – Слободский тектоно-геодинамический узел (Гарецкий, 2005; Гарецкий и др., 2007). При более детальном исследовании геолого-геофизических данных было установлено, что наиболее ярко и выразительно Слободский тектоно-геодинамический узел виден в картине простираения осей линейных и дугообразных аномалий гравитационного и магнитного полей – оси аномалий веерообразно, по форме напоминающей цветочек ромашки, сходятся в одном центре (рис. 5.3). Схождения линий аномалий хорошо коррелируют с размещением авлакогенов и сочленением всех трех сегментов фундамента ВЕП – Волго-Уральского, Сарматского и Фенноскандинавского. В магнитном поле все авлакогены, а также Полоцко-Курземский пояс разломов накладываются на зоны между линиями положительных аномалий (рис. 5.3, а). В гравитационном поле (рис. 5.3, б) авлакогенам соответствуют отрицательные аномалии (Гарецкий, Каратаев, 2008, 2009).

Строение Слободского тектоно-геодинамического узла наиболее четко видно на структурной карте поверхности фундамента (рис. 5.4). Поверхность фундамента наиболее глубоко погружена (до $-2,5$ км и более) в юго-западной части Крестцовского (Валдайского) грабена, которая протягивается через всю территорию узла вплоть до Оршанской впадины, где фундамент залегает на отметках глубин $-1,6$ и $-1,8$ км и его поверхность наклонена в сторону названного грабена. Обе структуры частично разделены восточным окончанием Полоцко-Курземского пояса разломов, в пределах которого поверхность фундамента в целом наклонена к востоку от отметок выше $-1,0$ до $-1,8$ км. Сюда же подходит и Пречистинский грабен, в пределах которого фундамент погружен от $-1,0$ до $-2,0$ км. В месте соединения всех четырех структур намечается достаточно опущенный центральный участок Слободского узла с залеганием поверхности фундамента до $-1,8$, $-2,0$ км и более. Отсюда фундамент погружается еще дальше к северо-востоку, в сторону центральной зоны Крестцовского (Валдайского) грабена. Эта Оршанско-Крестцовская опущенная полоса поверхности фундамента достаточно четко выделяется в аномалиях потенциальных полей.

На отмеченном участке Слободского узла Полоцко-Курземский пояс разломов, с одной стороны, упирается в разломы Крестцовского (Валдайского) грабена, а с другой – раздваиваясь, протягивается далее к востоку в Пречистинский грабен, который идет на соединение с Пачелмским авлакогеном и в расположенный севернее грабен, который с перерывами, кулисообразно, скорее всего, продолжается к Тверскому грабену. К югу от последнего расположен Гжатский и Подмосковский грабены. Перечисленные грабены разделены Нелидовским поднятием, в сводовой части которого поверхность фундамента приподнята до отметок $-1,2$, $-1,0$ км и выше. Крестцовский (Валдайский) грабен отделен от Тверского поднятием с залеганием поверхности фундамента до $-1,4$ км.

Сейсмические данные. Южную и юго-восточную стороны Слободского узла контролирует сейсмический профиль метода общей глубинной точки (МОГТ) Усвяты–Орша–Чериков (рис. 5.5). Вблизи северо-восточной части Слободского узла проходят окончания двух профилей ГСЗ, секущих Крестцовский (Валдайский) грабен – это профиль Пестово–Редкино и профиль Рифей X (рис. 5.6, вклейка). Результаты сейсмических исследований по профилю МОГТ Усвя-

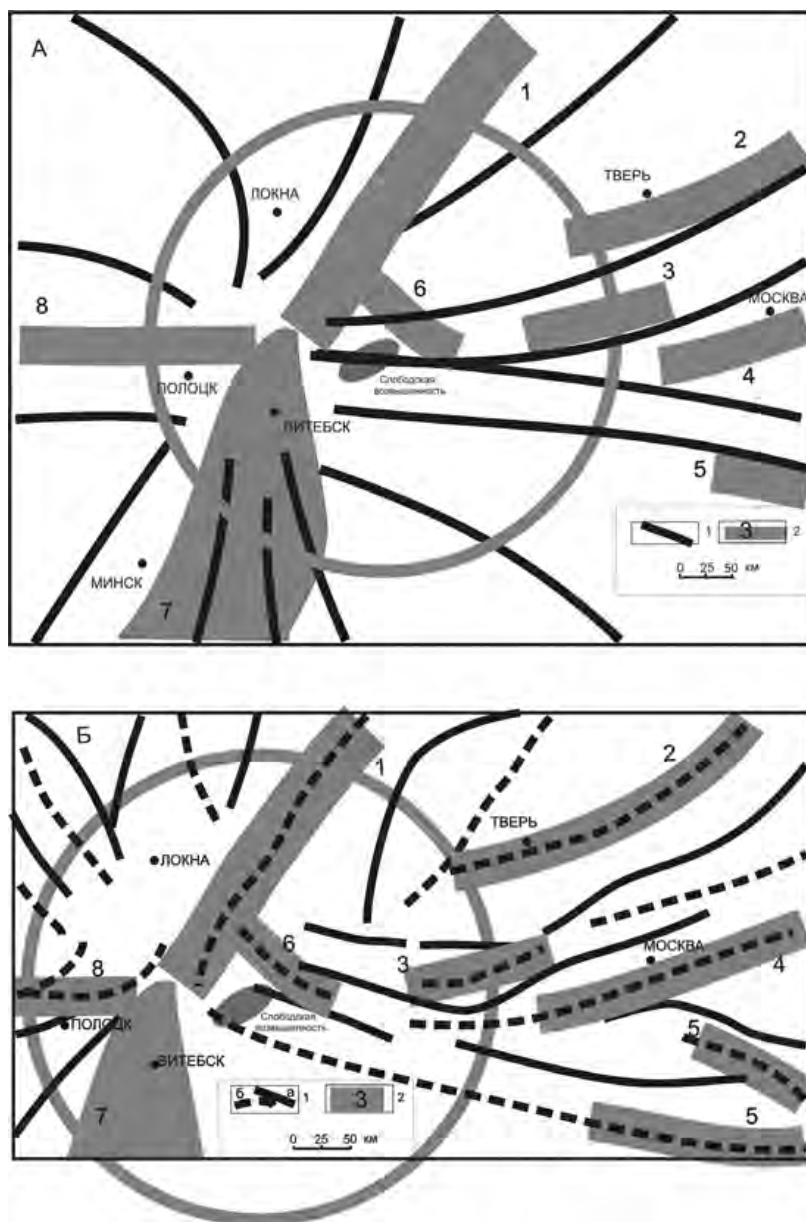


Рис. 5.3. Схема схождения осей магнитных (а) и гравитационных (б) аномалий в зоне Слободского тектоно-геодинамического узла: (а) 1 – оси положительных аномалий; 2 – авлакогены (1 – Валдайский, 2 – Тверской, 3 – Гжатский, 4 – Московский, 5 – Пачелмский, 6 – Пречистенский, 7 – Волыно-Оршанский), 8 – Полоцко-Курземский пояс разломов; (б) 1 – а) оси положительных аномалий, б) оси отрицательных аномалий; 2 – авлакогены. Крапом обозначено местоположение Слободской возвышенности

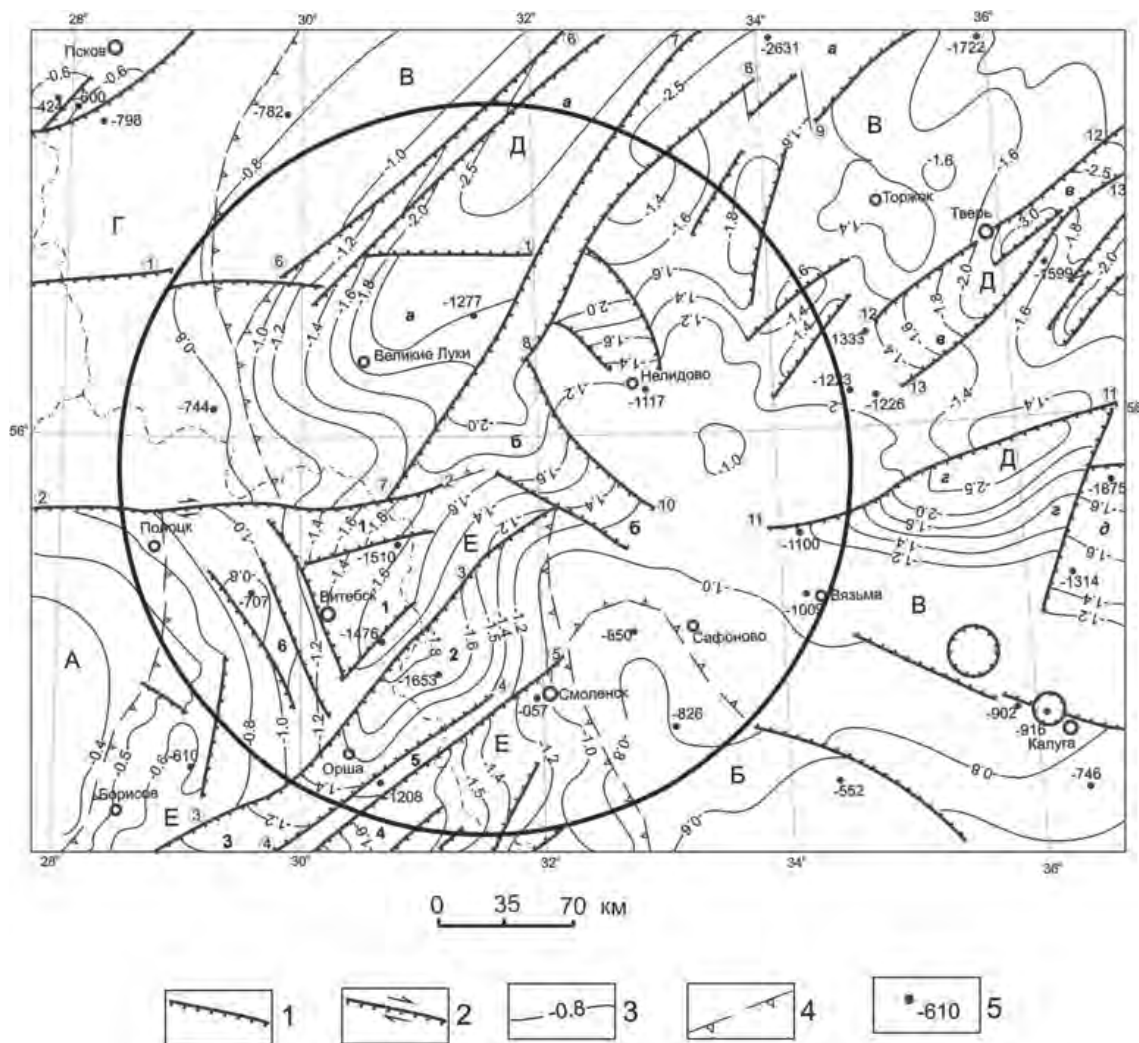


Рис. 5.4. Структурная карта поверхности фундамента Слободского тектоно-геодинамического узла и соседних структур (составил М. А. Нагорный с использованием материалов Р. Е. Айзберга и др., 2004): 1–2 – разломы: 1 – сбросы, 2 – сбросы со сдвиговой составляющей; 3 – изогипсы поверхности фундамента, км; 4 – условные границы структур; 5 – скважины и абсолютные отметки поверхности фундамента. Структуры: А–Б – антеклизы: А – Белорусская, Б – Воронежская; В – Московская синеклиза, Г – Латвийская седловина, Д – Среднерусский авлакоген; Е – Оршанская впадина; 1–6 – Структуры Оршанской впадины: 1, 2 – ступени: 1 – Витебская, 2 – Руднянская; 3 – Червенский грабен; 4 – Могилевская мульда (ступень); 5, 6 – горсты: 5 – Центрально-Оршанский, 6 – Шумилинский. а–д – грабены Среднерусского авлакогена: а – Валдайский, б – Пречистенский, в – Тверской, г – Гжатский, д – Подмосковский. Цифры в кружках – основные разломы: 1 – Локненский, 2 – Полоцкий, 3 – Кохановский, 4 – Копыцкий, 5 – Смоленский, 6 – Холмский, 7 – Торопецкий, 8 – Селигерский, 9 – Молоковский, 10 – Бельский, 11 – Гжатский, 12 – Старицкий, 13 – Редкинский

ты–Орша–Чериков опубликованы в работах (Айзберг и др., 2004; Кудрявец и др., 2003), а материалы интерпретации геофизических данных по профилям Редкино–Пестово, Рифей Х подробно описаны в работах (Костюченко, 1998; Егоркин, 2000; Мелихов, Пийп, 2001; Мелихов и др., 2004; Назарян, Пийп, 2005; Селеменев, 2006).

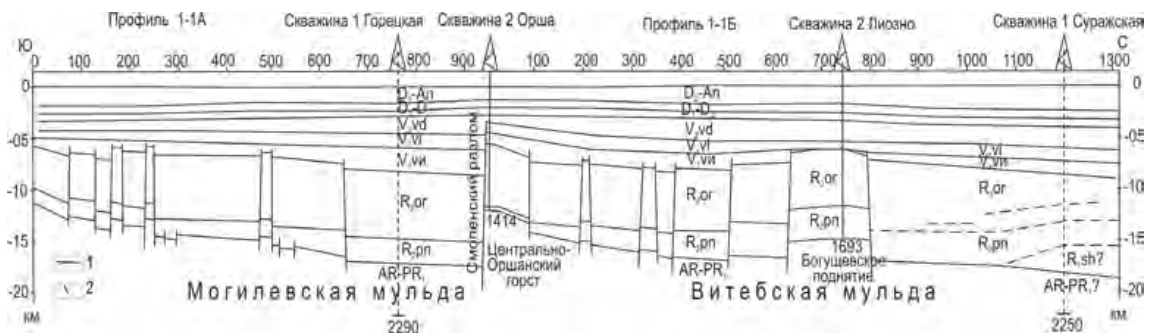


Рис. 5.5. Сейсмогеологический разрез по региональному профилю МОГТ Усвяты–Орша–Чериков I-IA и I-IB: 1 – сейсмогеологические границы; 2 – разрывные нарушения; скважины: пробуренные – сплошная линия, проектные – пунктирная линия (по Айзберг и др., 2004)

Региональный сейсмический профиль Усвяты–Орша–Чериков. В 2001–2002 гг. РУП «Белгеология» (И. Д. Кудрявец) были проведены сейсморазведочные работы по профилю, который проходит в субмеридиональном направлении почти через всю Оршанскую впадину от г. Усвяты на севере до г. Черикова на юге. Новые данные профиля уточнили представления о строении поверхности фундамента и верхнепротерозойских комплексов, разломах и позволили по-иному определить сопряжение Оршанской впадины с Крестцовским и другими грабенами, залегающими в основании Московской синеклизы (Айзберг и др., 2004), т. е. более точно выяснить строение южной части Слободского тектоно-геодинамического узла.

На участке северного окончания регионального профиля (см. рис. 5.5) ниже отражающей границы, воздымающейся к северу и интерпретируемой ранее как поверхность фундамента, прослеживается еще одна отражающая граница, которая, наоборот, погружается к северу. Возможно, на этом участке Оршанской впадины в нижней части платформенного чехла присутствует толща, предположительно отнесенная к шеровичской серии нижнего рифея. Глубина залегания поверхности фундамента на участке северного окончания профиля достигает – 1,9 км, с дальнейшим погружением отражающей границы на север уже в пределы российской территории. Однако в 15–20 км севернее последнего пикета профиля, на широте г. Усвяты картируется погребенный выступ фундамента с абсолютными отметками около – 1,0 км. Такой высокий градиент наклона поверхности фундамента, достигающий 60–70 м/км, предполагает, что здесь проходит крупноамплитудный сброс. Эта градиентная зона в плане соответствует местоположению субширотного Полоцкого разлома.

Интерпретация геолого-геофизических данных по этому профилю дает основание считать (как возможный вариант) ограничение Оршанской впадины на севере крупноамплитудным разломом, а также возможное непрерывное погружение поверхности фундамента на северо-восток в сторону Крестцовского (Валдайского) грабена и западной ветви Тверского грабена. Возможен

и другой вариант: ранее выделенная Велижская седловина в соответствии с новой структурной интерпретацией смещена к северу и отделяет северо-восточную часть Оршанской впадины от зоны сочленения Крестцовского грабена с Пречистенским и Тверским грабенами, а также разделяет Усвятский и Ярцевский выступы.

Профиль ГСЗ Пестово–Редкино: в верхних горизонтах коры выделяется симметричная синклиналичная структура, характеризующаяся пониженными скоростями продольных волн относительно вмещающих пород фундамента; средней коре соответствуют скорости 6,40–6,50 км/с; нижняя кора латерально неоднородно по скоростям сейсмических волн. Начало профиля расположено в области положительных аномалий гравитационного поля с амплитудами до + 25 мГал, далее профиль пересекает узкую линейную зону отрицательных аномалий северной ветви Крестцовского грабена и выходит в область изометричной отрицательной аномалии амплитудой до -35 мГал. В целом, исключая локальные аномалии силы тяжести небольшой интенсивности, можно считать, что центральной части профиля соответствует отрицательная аномалия высокой интенсивности. Этой аномалии, согласно сейсмогравитационному моделированию (Селеменев, 2006), отвечает синклиналичная структура в верхней части земной коры, заполненная осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями рифея со средней плотностью около 2,6 г/см³. Но между пикетами 75–100 в нее вклинивается блок повышенной плотности до 2,73 г/см³ (этому блоку соответствует магнитный максимум), в результате чего в северной оконечности этой синклиналичной структуры между пикетами 40–75 наблюдается Крестцовский прогиб.

Этот прогиб выделяется своим несогласным залеганием наклонных пластов с относительно низкой плотностью (2,58 г/см³), резким контактом с южным более плотным блоком и на глубинах более 5 км распространен в северном направлении практически до пикета 200 км. В целом Крестцовский грабен практически по всему разрезу коры контролируется крупными глубинными разломами и впадиной до глубин порядка 30 км. В центральной части Крестцовского грабена в скважине Северо-Молоковская в интервале глубин 2–3 км вскрыты рифейские осадочные и вулканогенно-осадочные породы (Хераскова и др., 2001), присутствуют субгоризонтальные и наклонные под углом 30° и более пласты. Результаты сейсмогравитационного моделирования показывают, что в грабене присутствуют вулканогенно-осадочные и осадочные толщи мощностью до 10 км. Поперечные размеры этой зоны достигают 45 км. Южная часть синклиналичной структуры, внутри которой выделен Тверской грабен, на пикетах 250–300 контролируется разломной зоной северного падения.

Профиль ГСЗ Рифей X. На юго-западной оконечности профиля почти в пределах Слободского узла в подкоровом слое литосферы выявлена локализованная скоростная сейсмическая аномалия интенсивностью 8,4 км/с, что на 0,1 км/с выше скоростей распространения сейсмических волн во вмещающей среде (Костюченко и др., 1995; Егоркин, 1996).

Глубинные магнитотеллурические зондирования. В южной и юго-восточной части Слободского узла проходит *геотрансект МТЗ VII–VII* (см. рис. 5.6, вклейка). Материалы МТЗ вдоль этого профиля свидетельствуют, что в верхней части разреза на глубинах 1–3 км имеются электропроводящие зоны, которые при сравнении с аномальным полем силы тяжести показали, что плотность и удельное электрическое сопротивление пород связаны между собой устойчивым корреляционным соотношением. Эта закономерность была использована при комплексной интерпретации гравитационных, магнитных аномалий и данных МТЗ, на основании которой установлено, что в разрезе Оршанской впадины на глубине 1–4 км ниже поверхности фундамента расположен ряд возмущающих тел с относительно пониженными и повышенными плотностями. Контуры этих гравитирующих тел неплохо совпадают с контурами электропроводящих зон. Анализируя данные МТЗ и плотностной разрез совместно с аномальным магнитным полем, было установлено, что в южной части профиля между Могилевом и Оршей фундамент однороден, а севернее Орши он латерально неоднороден (Гарецкий и др., 2002).

Аномальное магнитное поле. Магнитное поле в районе зоны сочленения Волго-Уральского, Сарматского и Фенноскандинавского сегментов фундамента имеет сложную вихреобразную структуру (см. рис. 5.1, вклейка). В центральной части, непосредственно приуроченной к Слободскому тектоно-геодинамическому узлу, поле образует замкнутую систему дугообразных интенсивных положительных аномалий. С юго-запада, северо-запада, с севера, с востока и юго-востока в нее утыкается группа линейно вытянутых положительных и отрицательных аномалий. Общеизвестно, что магнитные аномалии четко фиксируют магнитные неоднородности главным образом вещества кристаллического фундамента и его разломную тектонику; региональная составляющая отражает латеральную магнитную неоднородность нижнего («базальтового») слоя земной коры. Вещество же верхней мантии в аномальном магнитном поле не отражается в силу его индуктивного происхождения: при высоких температурах, соизмеримых с температурой точки Кюри, горные породы теряют магнитные свойства.

Аномальное поле силы тяжести. Как известно, аномальное поле силы тяжести несет в себе информацию о составе, внутренней структуре, разломах кристаллического фундамента и платформенного чехла, мощности последнего, а также о глубинной плотностной неоднородности литосферы и астеносферы. При визуальном рассмотрении аномального поля, изображенного на карте, прежде всего бросается в глаза высокочастотная составляющая поля, выраженная различными формами аномалий, значительными градиентами и интенсивностью (см. рис. 5.6, вклейка). Эти, так сказать, видимые невооруженным глазом аномалии в основном характеризуют плотностную неоднородность верхней части земной коры, ее гранитно-метаморфического слоя и платформенного чехла. «Видимое» поле силы тяжести, как правило, хорошо согласуется по

площади и по простираниям с аномалиями магнитного поля, поскольку они отражают магнитные неоднородности в кристаллическом фундаменте.

Региональная же низкочастотная компонента поля силы тяжести, обусловленная глубинными, в том числе мантийными плотностными неоднородностями, визуалью по площади проявляется редко; в основном ее выделяют путем расчетов и визуалью по профилям. Аналогично выделяют и региональную составляющую магнитного поля (Каратаев, Пашкевич, 1986).

Анализируя картину наблюденного («видимого») аномального поля силы тяжести относительно ранее выделенного нами по магнитному полю Слободского узла, нетрудно видеть, что по морфологии аномального поля силы тяжести он значительно шире и его внешний контур хорошо контролируется сверхвысокими градиентами ряда интенсивных аномалий: Черниговской на юге, Санкт-Петербургской на севере, Московской и Калужской на востоке, Восточно-норичской на западе и ортогональным «срезом» группы аномалий северо-восточного простирания в районе Минск–Вильнюс и под Пестово. По этим данным расширенный контур Слободского узла представляет собой овал северо-северо-восточной ориентации; его размеры 615×715 км; центр находится в точке 55°38' с. ш. и 31°46' в. д. Овал расположен примерно между 26-м и 37-м меридианами и между 51-й и 59-й параллелями. В сравнении с Верхневолжским узлом по Ю. П. Оровецкому Слободский узел даже с учетом гравитационной корректировки значительно меньше по размерам и смещен на запад.

Выделенный по гравитационному полю расширенный контур Слободского узла не противоречит сейсмическим данным. Так, на структурных картах, построенных Г. В. Краснопевцевой и Ю. К. Щукиным (2000) по основным горизонтам земной коры, он отражается следующим образом: на схеме мощности промежуточного слоя коры контур соответствует замкнутой изогипсе 10 км; скорость сейсмических волн в верхней коре в зоне узла выше его окрестностей (соответственно 6,1 и 5,6 км/с; сейсмическая скорость подкорового слоя в узле 8,2 км/с, а в соседних районах – на севере и юге 7,9 км/с, на западе и востоке 8,2 км/с; мощность земной коры оценивается примерно в 40–45 км. По данным профилей ГСЗ, Рифей X и Пестово–Редкино (Костюченко и др., 1995; Егоркин, 1996, 2000) на границе контура на участке Пестово–Тверь имеет место резкая смена скоростного разреза и переход от одного типа земной коры к другому.

С целью количественной интерпретации аномального поля силы тяжести практически через центр Слободского узла вдоль меридиана 30°55' построен профиль гравитационного поля от Санкт-Петербурга до Киева (рис. 5.6, вклейка, 5.7). Нетрудно видеть, что в наблюденном поле ярко выражена интенсивная отрицательная региональная составляющая с амплитудой до 50 мГал, контуры которой совпадают со Слободским узлом (назовем ее *Слободской аномалией*). На фоне Слободской региональной отрицательной аномалии выделяется группа относительно локальных положительных и отрицательных высокоградиентных аномалий различной интенсивности. Этот тип аномалий по ранее выполненной интерпретации отражает плотностные неоднородности

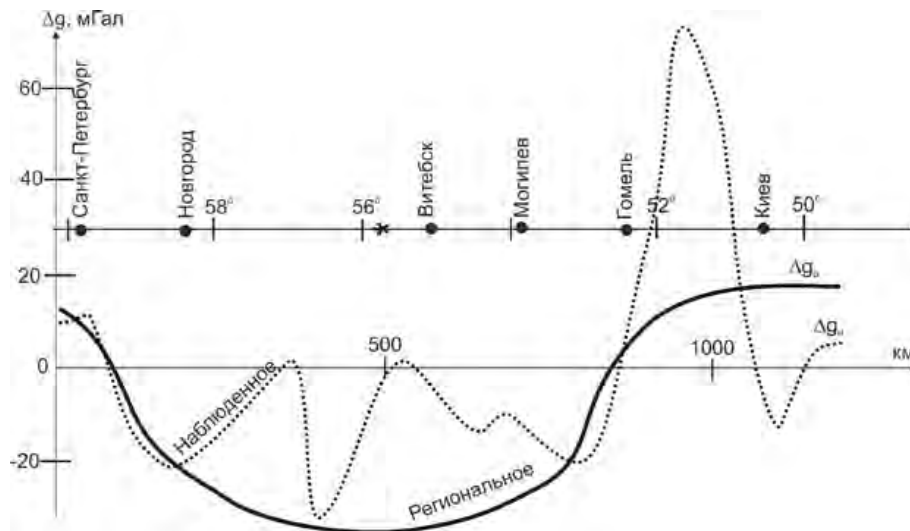


Рис. 5.7. Гравитационное поле по профилю Санкт-Петербург–Киев

в основном в верхней коре до глубин 4–5 км (Соллогуб и др., 1987; Гарецкий и др., 2002).

Гравитационное моделирование Слободской аномалии. Для интерпретации этой аномалии обратимся прежде всего к сейсмическим материалам В. С. Гейко с коллегами (2005). Используя опубликованные ими горизонтальные сечения 3-D скоростной модели мантии Сарматии, мы построили скоростной разрез (рис. 5.8). Сейсмический разрез можно подразделить на две части: верхнюю, где наблюдается подъем скоростных изолиний 8,1 и 8,2 км/с к центру Слободского узла, и нижнюю, где группа скоростных изолиний 8,3 км/с и более, наоборот, опускается к центру тектонического узла. С гравитационной точки зрения это означает, что в центре Слободского узла в верхней части мантийного разреза на глубинах порядка 50–75 км вещество обладает повышенной плотностью, а на глубинах свыше 125 км – относительно пониженной. Для гравитационного моделирования, кроме этих данных, привлечем еще рельеф кристаллического фундамента, согласно рис. 5.4, а мощности основных слоев земной коры и их плотностную характеристику возьмем из работы (Гарецкий и др., 2002).

Принимая эти данные в качестве начального приближения, по компьютерной программе С. В. Голобокова гравитационного моделирования IGMDIAL (Каратаев, Голобоков, 2003) выполнен подбор плотностного разреза, удовлетворяющего отрицательную региональную Слободскую аномалию с точностью до $\pm 0,5$ мГал в ее центральной части и $\pm 1-2$ мГал – на ее периферии (рис. 5.9, вклейка). Как видим, под Слободским тектоно-геодинамическим узлом земная кора и мантия имеют сложную плотностную структуру: подкорový слой мощностью около 25 км сложен относительно плотным веществом, а ниже 125 км мантия разуплотнена в большом объеме разреза. Что касается последнего, то обратим внимание на результаты исследований украинских

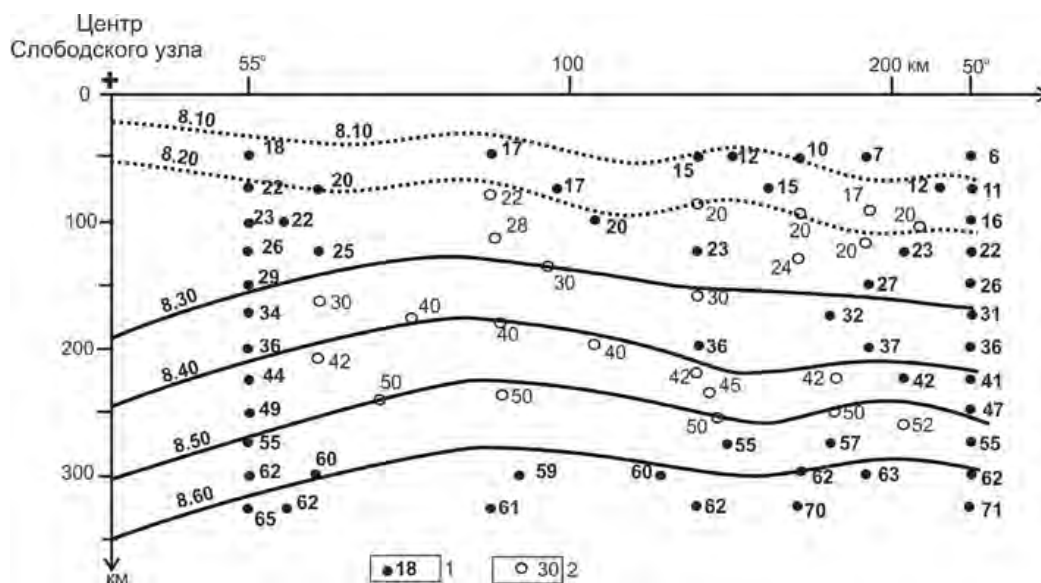


Рис. 5.8. Скоростной разрез мантии по данным (Гейко и др., 2005): 1 – сотые доли от 8,0 км/с из статьи (Гейко и др., 2005); 2 – интерполированные значения скоростей

геофизиков (Гордиенко и др., 2007), показавших, что в районе Киева в мантии на глубинах 120–170 км существует электропроводящий слой с удельным электрическим сопротивлением 70 Ом·м, находящийся во вмещающей среде, обладающей сопротивлением 120 Ом·м. Обратим внимание также на то обстоятельство, что, согласно гравитационному моделированию, Словбодский узел в ранее выделенных границах соответствует по площади возмущающему глубинному телу с отрицательной плотностью и ярко выраженным относительно положительным по плотности неглубокозалегающим массам.

5.2. Тектонофизическая модель формирования Словбодского тектоно-геодинамического узла

Тектонофизическая модель процесса формирования Словбодского узла должна объяснять локализованную площадь узла с резко выраженными глубинными разломами вдоль его контура (своего рода вертикально трубчатую глубинную структуру), отрицательные массы на больших глубинах в мантии и положительные непосредственно в подкоровом слое.

Казалось бы, вполне подходящим объяснением природы Словбодского узла могла бы быть гипотеза Ю. П. Оровецкого локального диапирового плюма. Основой его представлений является гипотеза о пульсационном термическом режиме тектоносферы, обуславливающим многофазный мантийный плюмо-диапиризм, сопровождающийся образованием в верхней части земной коры мегасводов с амплитудой до 1–2 км, от центра которых происходит «гравитационное соскальзывание перекрывающей толщи» (Оровецкий, 1990, с. 77) с формированием различных складок смятия. Последнее выражается специ-

фическим радиально расходящимся расположением авлакогенов и относительно узкими с ними совпадающими магнитными аномалиями. На основании анализа морфологии аномального магнитного поля и других геологических материалов Ю. П. Оровецкий выделяет в центре Восточно-Европейской платформы Верхневолжскую гранит-зеленокаменную провинцию, природу которой связывает с мантийным плюмом и палеосводом. Автор отмечает, что в формировании этой тектонической структуры имело место трехкратная рекуррентная активизация мультимагматогенного мантийного плюма с формированием в промежутке 1,65–0,68 Ga Среднерусского, Пачелмского и Вольно-Оршанского авлакогенов. В работе (Оровецкий, Коболев, 2006) подчеркивается, что Верхневолжский палеосвод-мантийный плюм входит в состав Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса.

Тем не менее из сопоставления материалов, представленных в работе (Оровецкий, Коболев, 2006), и данных гравитационного моделирования вытекает ряд противоречий. Во-первых, ссылаясь на работу М. Е. Артемьева с коллегами (1991), предполагается, что под Верхневолжской структурой сосредоточены крупные тяжелые массы с плотностью более $3,4 \text{ г/см}^3$, которые, разумеется, должны создавать соизмеримую по площади интенсивную положительную аномалию силы тяжести. Но гравитационное моделирование отрицает это предположение на позднеархейской консолидированной континентальной коре. Во-вторых, образование в процессе развития диапирового плюма мегасвода, с которого «гравитационно соскальзывают» структуры, способствует не схождению авлакогенов и им соответствующих магнитных аномалий к некоему центру, а наоборот, к расхождению их на периферию мегасвода. А это противоречит ярко видимому схождению магнитных и гравитационных аномалий к единому центру. Наконец, мантийный диапиризм развивается на позднеархейской (3,5–2,5 Ga) трехслойной консолидированной протоконтинентальной коре общей мощностью 40–45 км. Если же придерживаться тектонической конструкции С. В. Богдановой (Bogdanova, 1991), предполагающей формирование Восточно-Европейского кратона путем сближения в раннем протерозое Фенноскандинавской, Волго-Уральской и Сарматской литосферных сегментов, то это значит, что между плитами существовала раннепротерозойская океаническая кора.

Интересную гипотезу, подкрепленную геомеханическими расчетами, высказали В. Р. Мелехов и С. И. Селеменев (2006). Они связывают формирование структуры центральной части Восточно-Европейской платформы в рифее со сжимающими напряжениями в плоскости северо-западного направления, возникающими на континентальной коре из-за нисходящих с юго-запада и северо-востока платформы навстречу друг другу глубинных мантийных потоков под влиянием на этих окраинах платформы неких коллизионных процессов, а формирование рифтогенных структур – с подтоком всплывающего при этом горячего мантийного вещества. Объяснить этой моделью вихревую структуру аномального магнитного поля и сходящихся веером авлакогенов трудно, так

как сжимающие напряжения развиваются в плоскости северо-западного простираения, а Слободский узел локализован по площади. Кроме того, предложенная модель рассматривает процессы на уже сформировавшейся континентальной коре.

Мы полагаем, что единым центром сближения Фенноскандинавской, Волго-Уральской и Сарматской сегментов является Слободский узел, а главным энергетическим фактором, стягивающим плиты, являются не внешние по отношению к узлу силы и процессы, а особенности глубинных тектонофизических процессов, протекавших в мантии в позднеархейское-раннепротерозойское время непосредственно под Слободским узлом.

Известно, что литосферные плиты перемещаются под влиянием конвективных течений из областей развития восходящих потоков к местам существования нисходящих потоков мантийного вещества. Одним из механизмов может быть конвекция по Туркотту и Оксбургу (Жарков, Трубицын, 1980). Согласно их модели, существуют два тонких пограничных слоя – верхний холодный (земная кора) и нижний горячий (в мантии). Смежные (в соседних ячейках) погранслои, встречаясь, образуют восходящий горячий поток вещества. И наоборот, смежные холодные погранслои формируют холодный нисходящий поток. В результате этого между разнонаправленными потоками образуется изотермическое ядро, в котором и происходит круговорот вещества за счет выталкивающей силы, действующей в разных направлениях в восходящих и нисходящих потоках. При этом интенсивность конвекции характеризуется разностью температур между нижним и верхним погранслоями и наличием внутренних источников тепла.

С другой стороны, согласно конвективной модели Эльзассера (Жарков, Трубицын, 1980), если есть причины, заставляющие литосферную плиту погружаться в мантию, то сам процесс ее погружения в мантию за счет отрицательной силы плавучести приводит в движение мантийные массы, которые, перемещаясь, в свою очередь создают адекватные положительные силы плавучести.

Из исследования соотношений механизмов очагов глубокофокусных землетрясений и процессов конвективного движения литосферных плит известно, что на глубинах, больших 300 км, очаги землетрясений возбуждают сжимающие напряжения (Жарков, Трубицын, 1980). Если такие локализованные очаги землетрясений пересекают конвективные потоки, то вполне возможно возникновение в них «омутообразных» вихревых очагов. В частности, соответствующими источниками такого рода сил могут быть горизонтальные плитопотоки (протрузии), возникающие в режиме сдвигового течения (Леонов, 2008; Надаи, 1969). Общеизвестно также, что при встрече холодных и горячих масс образуются вихревые движения масс.

Все эти обстоятельства подтолкнули нас связать процессы формирования Слободского тектоно-геодинамического узла с существованием в конце архея–начале протерозоя в мантии под Слободским узлом на глубинах более

300 км локализованных по объему тектонофизических процессов с вихревым сжимающим состоянием вещества, как насосом втягивающим в себя вышележащие литосферные слои – своего рода «черная» дыра (омут). Фенноскандинавская, Волго-Уральская и Сарматская плиты втягивались силами этого процесса в мантию. При этом процесс погружения плит в мантию усиливался за счет вышеизложенного эффекта Эльзассера, а также за счет гидростатических сил, обусловленных наличием в разрезе в верхней части подкорового слоя уплотненной линзы (см. рис. 5.9, вклейка). Образование последней, скорее всего, связано с переходом основных пород базальтового слоя в процессе погружения коры в условиях растяжения и тепловой релаксации в гранатовые гранулиты или эклогиты (Артюшков, 1993).

На рис. 5.10 (вклейка) представлен вариант возможного механизма. В соответствии с законами гидродинамики (Кузьмичев, 1989) предполагается, что в конце архея–начале протерозоя в условиях сильного сжатия и высоких температур на глубинах более 300 км в конвективной мантийной среде, движущейся со скоростью V_0 , образовалась астенолинза с вязкопластичным состоянием вещества (см. рис. 5.10, *А, Б*, вклейка). Вблизи поверхности астенолинзы, обтекаемой конвективным течением мантии, образуется пограничный слой. Частицы этого слоя вследствие прилипания конвективного вещества к поверхности астенолинзы, т. е. из-за действия сил вязкости, движутся медленнее общего конвективного потока со скоростью $V_{ПС} < V_0$. При этом задний фронт погранслоя отстает от переднего, даже принимая противоположное направление движения. В связи с этим в астенолинзе образуются вихревые движения, в особенности интенсивные в ее центральной части (см. рис. 5.10, *В*, вклейка). Эти движения в силу эффекта Магнуса создают втягивающую силу, перпендикулярную направлению конвективного течения мантии. Втягиваемое же вещество земной коры Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит по плотности меньше вмещающих пород литосферы. Отсюда наблюдаем отрицательную региональную аномалию силы тяжести. А поскольку наибольшие значения втягивающая сила приобретает в центральной части вихря, то именно здесь и происходит наиболее интенсивное втягивание относительно меньших по плотности масс земной коры рассматриваемых литосферных плит на большие глубины. Этот ведущий процесс и сформировал тот контур Слободского узла, который был ранее нами зафиксирован (Гарецкий и др., 2007). Судя по гравитационному моделированию, промежуточная часть между внешним и внутренним контуром Слободского узла характеризует в большей степени относительно более плотные породы вмещающей переработанные породы земной коры Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит.

В заключительной фазе (1,65–0,68 Ga) в верхней части земной коры в условиях сжатия и кручения образуется мегавпадина, на бортах которой формируются устремленные к ее центру авлакогены (см. рис. 5.10, *Г*, вклейка).

Дадим геомеханическую оценку параметрам напряженно-деформированной картины предполагаемого тектонофизического процесса формирования Слободского узла. Прежде всего, используя известную формулу (Сорохтин, Ушаков, 1993), по Слободской региональной отрицательной аномалии силы тяжести Δg_C интенсивностью около -50 мГал определим величину избыточного давления, возникающего за счет перепада гидростатических давлений в Слободском узле и вмещающей его среде литосферы:

$$\Delta P = g\Delta g_C / 2\pi f = 9,81 \cdot 50 \cdot 10^{-5} / 2\pi 6,67 \cdot 10^{-11} = 1,2 \cdot 10^7 \text{ Па.}$$

Полученное значение на порядок выше предела прочности литосферы на разрыв ($1 \cdot 10^6$ Па), что вполне обеспечивает возникновение краевых разломов по контуру Слободского узла. Кроме того, согласно теории штампа, при равномерном распределении давлений по кругу (каковым практически является контур Слободского узла) максимальные касательные напряжения под штампом появляются на глубинах полрадиуса круга (в нашем случае на глубинах 250–350 км) и равны $0,33\Delta P = 0,4 \cdot 10^7$ Па. Это значит, что на этих глубинах в мантии вещество должно быть разуплотнено, что мы и имеем, согласно гравитационному моделированию (см. рис. 5.9, вклейка). При этом заметим, что полученная оценка избыточных напряжений относится к современному относительно стабильному тектонофизическому состоянию литосферы.

Очевидно, что во время формирования Слободского узла напряжения должны быть существенно выше. Найдем возможные значения палеодавлений, полагая, что мегавпадина кристаллического фундамента Слободского узла с амплитудой до 2–3 км формировалась за счет «втягивающей» силы глубинного вихревого источника. Идеализируя процесс «втягивания» в земную кору масс Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит равномерно распределенным по поверхности вертикального кругового цилиндра давлением (цилиндрическим штампом), связь между палеодавлением P и амплитудой мегавпадины h_Φ найдем из соотношения (Надаи, 1969)

$$P = h_\Phi E / 2(1 - \mu^2) r,$$

где E – модуль упругости, принимающий значение $1,8 \cdot 10^{11}$ Па для литосферы, μ – коэффициент Пуассона, равный 0,3 для литосферы, r – радиус кругового контура Слободского узла, равный в среднем 330 км. Подставляя эти данные в формулу, получим, что вертикальное палеодавление равно: $P = 0,9 \cdot 10^9$ Па. Полученная оценка палеодавления не менее чем на порядок выше предела текучести большинства горных пород при высоких температурах и длительных нагрузках (10^8 – 10^7 Па). Следовательно, вещество источника «втягивающей» силы, скорее всего, находится в пластическом состоянии. Дополнительным усиливающим втягивающий эффект фактором могут служить гидростатические силы, возникающие за счет уплотненной линзы в подкоровом слое (см. рис. 5.9, вклейка):

$$\Delta P = \Delta \rho g \Delta H = 0,055 \cdot 10^3 \cdot 9,81 \cdot 25 \cdot 10^3 = 1,3 \cdot 10^7 \text{ Па.}$$

Для определения параметров механизма втягивающего массы Фенноскандиновской, Сарматской и Волжно-Уральской плит в мантию представим его неким вертикальным цилиндрическим телом с круговым сечением. Пусть крутящий момент такого тела обеспечивается касательными напряжениями кручения соизмеримыми с палеодавлением P (что вполне допустимо, согласно теории кручения, Степин, 1964). В этом случае крутящий момент можно считать по формуле (Надаи, 1969; Рудицын и др., 1970)

$$M_K = P 1,57 r^3 = 0,9 \cdot 10^9 \cdot 1,57 (3,3 \cdot 10^5)^3 = 5,1 \cdot 10^{25} \text{ Н}\cdot\text{м.}$$

Величину «втягивающей» силы найдем из известного соотношения $F = PL$ (где L – глубина залегания источника), т. е. $F = 0,9 \cdot 10^9 \cdot 300 \cdot 10^5 = 2,7 \cdot 10^{16} \text{ Па}\cdot\text{см}$. Эта величина на порядок превышает силы, действующие при перемещении литосферных плит по астеносферному слою и близка к силам, характерным для тектонически активных районов (Артюшков, 1993). Что касается мощности тектонофизического источника, определяемой формулой $N = M_K \omega$ (где ω – круговая скорость вращающегося цилиндра), то, судя по картине схождения осей аномалий, угол кручения составил в среднем около 30° . В связи с этим примем, что процесс кручения вязкопластического тела длился $1/12$ одного оборота. Скорость кручения определим из расчета, что процесс формирования Слободского узла длился около 700 млн лет ($700 \cdot 10^6 \cdot 365,25 \cdot 86164 = 2,2 \cdot 10^{16} \text{ с}$), тогда один оборот вещества механизма будет совершен со скоростью $\omega = 2\pi / 2,2 \cdot 10^{16} \text{ с} = 2,85 \cdot 10^{-16} \text{ рад/с}$. Подставляя эти данные в формулу для мощности источника, получим $N = 5,1 \cdot 10^{25} (1/12) 2,85 \cdot 10^{-16} = 1,2 \cdot 10^9 \text{ Вт} = 1,2 \text{ ГВт}$.

Наконец, оценим работу внутренних сил втягивающего механизма. Поскольку она численно равна потенциальной энергии, то для этого используем соотношение (Степин, 1964)

$$P = (M_K)^2 L (1+\mu) / 1,6 r^2 E,$$

где L – длина цилиндрического механизма. Подставляя в формулу полученные выше данные и принимая $L = 300 \text{ км}$, получим $P = 3 \cdot 10^{23} \text{ Дж}$.

Итак, Слободский тектоно-геодинамический узел имеет сложное строение не только по разрезу тектоносферы, но и в пространстве – он подразделяется, в сущности, на две структуры: внутреннюю, где происходили основные тектонофизические процессы, связанные с «втягиванием» в ослабленную вихревыми потоками вязкопластичного вещества литосферы материала земной коры Фенноскандинавского, Сарматского и Волго-Уральского геосегментов; и внешнюю кольцевую часть, где переработка материала литосферы происходила в менее напряженных тектонических условиях. По аналогии с формированием палеорифтов можно предположить, что центральная часть Слободского узла на периферии сопровождается полукольцевыми плечами – Тверско-Гомельским на востоке и Новгородско-Минским на западе (см. рис. 5.6, вклейка).

Выделение в центре Восточно-Европейской платформы, в зоне сочленения одновременно всех трех сегментов Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии оригинального по структуре и развитию Слободского тектоно-геодинамического узла открывает новые перспективы минерагенического потенциала этого района. Так, например, существует представление (Монин, Сорохтин, 1986) о том, что в процессе затягивания горных пород на глубинные уровни переплавления докембрийских водонасыщенных карбонатно-силикатных осадков могут возникать алмазоносные магмы. Это значит, что в изложенной концепции природы Слободского тектоно-геодинамического узла на его территории вполне можно ожидать распространение кимберлитовых, лампроитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных алмазоносных пород.

ШОВНЫЕ ЗОНЫ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Обычно шовные зоны выполнены осадочно-вулканическими толщами, иногда со значительным количеством высокожелезистых образований типа магнетитовых кварцитов. Уровень метаморфизма колеблется в пределах от высокотемпературной амфиболитовой фации до зеленосланцевой фации. Для интрузивных образований, проявленных в шовных зонах, характерны широкий набор формаций, свойственных различным геодинамическим обстановкам, и нередко их повышенная щелочность. В целом в шовных зонах на начальных стадиях развития преобладает основной и ультраосновной магматизм, а на заключительной стадии обычно широко представлены образования рапакиви-гранитной фации.

Такой широкий спектр осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций, присутствующих в зонах состыковки сегментов земной коры, обуславливает их высокий металлогенический потенциал. Разнообразие процессов дифференциации и мобилизации вещества на различных стадиях развития таких зон, как правило, обеспечивает полиформационный характер металлогении. Здесь могут пространственно совмещаться различные типы рудоносных формаций, которые в других случаях обычно разведены по разным структурно-формационным зонам. На древних платформах и щитах в областях стыковок имеются многочисленные примеры локализации месторождений черных, цветных, редких и благородных металлов. Наблюдается почти полный набор элементов: железо, хром, титан, свинец, цинк, медь, никель, цирконий, тантал, ниобий, литий, редкоземельные элементы, золото, серебро, платина и др. На относительно хорошо изученных Балтийском и Канадском щитах в рассматриваемых областях наиболее широко представлено титаномагнетитовое, сульфидное медно-никелевое и редкоземельные оруденения, а также значительные запасы джеспилитов.

Ограниченная глубинными разломами, которые сопровождаются многочисленными косоориентированными оперяющими разрывными нарушениями, образующими системы узких клиновидных блоков фундамента, и сложенная широким набором магматических и метаморфических формаций, образовавшихся в разных геодинамических обстановках, Центральнобелорусская (Смолевичско-Дрогичинская) шовная зона является благоприятной структурой для локализации большинства из перечисленных выше металлических полезных ископаемых. Поэтому она может рассматриваться как одна из наиболее перспективных структур кристаллического фундамента Беларуси на поиски твер-

дых полезных ископаемых. Далее мы приведем материалы по металлогении и перспективам рудоносности именно этой зоны, которая расположена в основном на территории Беларуси и довольно детально изучена белорусскими геологами и геофизиками. Собственных данных о металлогении других рассматриваемых нами шовных зон у нас нет, поэтому эти вопросы мы не затрагиваем.

6.1. Минерагения Центральнoбелорусской (Смолевичско-Дрогичинской) шовной зоны и перспективы ее рудоносности*

6.1.1. Прогнозируемые рудные формации

Далее приведены сведения о всех известных рудных объектах, в том числе непромышленных месторождениях, рудопроявлениях и точках минерализации, для которых определена принадлежность к прогнозируемым формационным типам. В результате чего выделено 16 рудных формаций. Их характеристика приводится на основании классификации Ю. А. Деревянкина.

Формация магнетитовых кварцитов и магнетитовых метасоматитов. Образования формации установлены в центральной части шовной зоны, где в разрезе шашковской свиты околоской серии раннего протерозоя выявлены рудные тела, представленные железистыми кварцитами Околоского месторождения. Они также известны на рудопроявлении Рубежовичи.

Околоское месторождение. Железистые кварциты месторождения фиксируются локальной положительной аномалией гравитационного поля интенсивностью до 2,5 мгл и цепочкой небольших вытянутых в северо-восточном направлении положительных магнитных аномалий с напряженностью магнитного поля 1500–4700 гамм, отчетливо выделяющихся на фоне окружающего отрицательного магнитного поля. По геофизическим данным и материалам бурения установлено, что месторождение имеет длину до 15 км при ширине от нескольких сотен метров до 2,4 км. Глубина распространения магнетитовых кварцитов (по геофизическим данным) достигает 1900–2300 м. На месторождении проведены поисковые работы (37 скважин), а также предварительная разведка (53 скважины). Рудная толща общей мощностью 1300–1600 м имеет сложное строение. В настоящее время установлены два рудных горизонта – северо-западный, прослеженный на расстоянии около 9 км при вскрытой истинной мощности 81–127 м, и юго-восточный, прослеженный на 13,5 км при мощности 20–258 м. Первый горизонт подразделяется на 5 рудных залежей, второй – на 2 залежи. Рудные залежи и вмещающие их гнейсы моноклинално падают на юго-восток под углами 50–80°. Форма рудных тел в плане – слабоизвилистые пласты и линзы. Структура месторождения осложнена многочисленными разрывными нарушениями субширотного, субмеридионального и северо-западного простираний, по которым обычно устанавливается смещение рудных пластов. Характерно расщепление залежей магнетитовых кварцитов

* Раздел написан И. В. Найденковым.

как по простиранию, так и по падению на многочисленные пачки, перемежающиеся с безрудными гнейсами. Среднее содержание железа общего в руде колеблется от 21,9 до 32,9%, железа магнетитового – от 23,5 до 26,7%. Из вредных примесей в рудах отмечены фосфор (среднее содержание 0,34%) и сера (0,11%). Ресурсы Околовского месторождения по категории P_1 при содержании железа 27,0% составляли по предварительным данным 530 млн т руды. По данным предварительной разведки запасы руды были существенно уменьшены, и сейчас составляют 316 млн т.

Минеральные типы железных руд представлены амфибол-магнетитовыми, клинопироксен-магнетитовыми, клинопироксен-амфибол-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами, магнетитовыми гранатовыми амфиболитами и клинопироксенитами. Текстуры руд грубо-, средне- и тонкополосчатые, линзовидно-полосчатые, пятнистые, вкрапленные; структуры – аллотриоморфобластовые, пойкилобластовые и гетеробластовые. Главный рудный минерал – магнетит; незначительно распространены мартит, гематит, лимонит, сидерит, пирит, пирротин. К числу редких рудных минералов относятся ильменит, халькопирит, борнит, халькозин. Нерудные минералы представлены кварцем, роговой обманкой, куммингтонитом, клинопироксеном, гранатом, актинолитом, апатитом, кальцитом, эпидотом, хлоритом, шпинелью. Для магнетитовых кварцитов Околовского месторождения характерна обогащенность апатитом, что позволяет рассматривать фосфор, содержания которого колеблются в пределах 0,7–1,1% в разных типах руд, как один из важных попутных компонентов. Кроме того, установлены повышенные содержания марганца в куммингтонит-магнетитовых кварцитах и, что особенно важно, золота, содержания которого (данные Ю. А. Деревянкина и др.) достигают 35 г/т. Железистые кварциты Околовского месторождения (формация магнетитовых кварцитов) являются составным элементом магнетит-кварцит-амфиболит-плаггиогнейсовой метаморфической формации. На метасоматической стадии рудогенеза по магнетитовым кварцитам формировались тела магнетитовых и гранат-магнетитовых амфиболитов и пироксенолитов, относимых к формации магний-кальций-железистых метасоматитов. Поэтому генетический тип магнетитовых и силикатно-магнетитовых кварцитов месторождения определен как метаморфический, а амфиболитов и пироксенолитов – как метасоматический. В целом же рудные образования Околовского месторождения отнесены к формации магнетитовых кварцитов и магнетитовых метасоматитов.

Формация высокотемпературных магнетитовых метасоматитов. К формации отнесены магнетитовые руды проявлений Рудьма и Деревное, находящихся в пределах Рудьянской краевой зоны Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и приуроченных к Униховскому глубинному разлому, ограничивающему с запада шовную зону. В геофизических полях зона глубинного разлома фиксируется резкими градиентами положительных гравитационных и магнитных аномалий линейного типа. В их пределах рудопроявления выделяются локальными магнитными максимумами интенсивностью от 900 (Де-

ревное) до 4600 (Рудьма) нТл, имеющими овальную форму и субшироко ориентированными. На участках проявлений проведена детальная геофизическая съемка и пробурено несколько скважин (2 скважины на участке Деревное и 15 скважин на участке Рудьма). Оруденение данной формации представлено железистыми метасоматитами, развивающимися по милонитизированным, чарнокитизированным и окварцованным пироксеновым кристаллическим сланцам с графитом и магнетитом и пироксеновым амфиболитам рудьянской толщи раннего архея. Характерно широкое развитие различных метасоматитов, в том числе высокожелезистых, среди которых наиболее распространены гранатовые пироксенолиты, гранатиты и эвлизиты. Рудные интервалы среди этих пород представлены зонами линзовидно-полосчатой и прожилково-вкрапленной магнетитовой, пирротин-магнетитовой, гематит-магнетитовой и гидрогетит-гематитовой минерализации. Внутреннее строение зон магнетитового оруденения обусловлено чередованием прослоев пироксен-магнетит-кварцевых и магнетит-кварц-пироксеновых метасоматитов с магнетитовыми пироксенолитами и безрудными породами. Мощность рудных зон колеблется от 0,8 до 19,0 м, протяженность, оцениваемая по геофизическим данным, составляет 500–1200 м. Наряду с неокисленными рудами, в зоне окисления встречены руды, сложенные гематитом и гидрогетитом с магнетитом или без него.

Основные минеральные типы первичных руд: гиперстен-магнетит-кварцевые, кварц-магнетит-пироксеновые милониты и кварц-магнетитовые пироксенолиты. Их формирование связано с силикатной стадией ультраметаморфического-метасоматического этапа, на парагенезисы которого накладываются более поздние парагенезисы других рудных формаций (серноколчеданной, золотосульфидной и окисленных железных руд в линейных корах выветривания). Главным рудным минералом является магнетит, ассоциирующий с гранулированным кварцем, апатитом и пироксенами (5–45% общего объема руды). В небольших количествах (до 1–2%) вместе с магнетитом встречаются пирротин и ильменит. Текстуры руд линзовидно-струйчатая и неяснополосчатая, структуры гипидиоморфозернистая, бластомилонитовая, замещения и в редких случаях распада твердых растворов. Максимальное содержание железа магнетитового в неокисленных рудах достигает 32,4% на проявлении Рудьма (при среднем содержании 17,9%) и 9,3% на проявлении Деревное. В окисленных рудах среднее содержание окиси железа составляет 41,6%. Характерно повышенное содержание в рудах фосфора (в среднем 1,1–1,2%) и германия (в среднем 5,5–6,1 г/т, максимально до 20 г/т); кроме того, в рудных зонах отмечаются повышенные концентрации мышьяка (до 0,5%) и меди (до 0,05%). Типоморфными признаками магнетита из этих руд являются: зональное строение, высокие значения коэффициента термо-э. д. с., наличие структур распада твердых растворов. Эти данные, а также состав парагенетических ассоциаций породообразующих минералов свидетельствуют о высокотемпературном режиме формирования руд. Очевидно, рудообразующий процесс был тесно связан с процессом чарнокитизации, обусловившим возникновение прогрессивного фронта базификации. Генетический тип руд – метаморфогенно-метасоматический.

Серно-колчеданная формация выделяется в пределах Околовской грабен-синклинали и Рудьянской краевой зоны на участках Мир, Раевщина, Пуховщина, Деревное и Рудьма, а также в скв. Ст-25, Ст-117 и др. Вмещающими для образований формации являются в основном плагиогнейсы и амфиболиты амфиболит-плагиогнейсовой и графит-амфиболит-плагиогнейсовой формаций, реже кристаллические сланцы и гнейсы кальцифир-кристаллосланцево-гнейсовой формации. Мощность оруденелых и минерализованных пород варьирует в пределах от десятков сантиметров до первых десятков метров, протяженность предположительно от сотен метров до первых километров.

Основными минеральными типами этой формации (данные Л. Ф. Деревянкиной) являются пирротин-пиритовый и пирит-пирротинный, меньше развит халькопирит-пирротинный. Содержание сульфидов составляет 12–57 кг/т или 20–45% (в аншлафах). Главные рудные минералы – пирит (5–20%) и пирротин (1–10%), второстепенные – халькопирит (1–3%), марказит (1–2%), графит (1–10%), редко встречаются сфалерит, галенит, молибденит, кубанит. Образование рудных минералов, согласно Л. Ф. Деревянкиной, происходило в два этапа: ранний, метаморфический (по осадочно- или вулканогенно-осадочным породам) и более поздний, метаморфогенно-гидротермальный. Ранний метаморфический этап характеризуется двумя стадиями рудообразования, которым соответствуют две самостоятельные парагенетические ассоциации минералов: графит-пиритовая и пирит-пирротинная (или халькопирит-пирротин-пиритовая). Для руд первой ассоциации характерны вкрапленная, рассеянно-вкрапленная или директивная текстуры, аллотриоморфная, аллотриоморфозернистая и колломорфная структуры. Вторая ассоциация рудных минералов накладывается на предыдущую. Для нее характерны вкрапленная, пятнисто- или линзовидно-вкрапленная текстуры, аллотриоморфозернистая структура; весьма специфична также структура распада пентландита в пирротине. Второй (метаморфогенно-гидротермальный) этап распадается на три стадии, которым соответствуют три парагенетические ассоциации минералов – халькопирит-пирит-пирротинная (или халькопирит-пирротин-пиритовая), магнетит-марказит-пиритовая и марказит-пиритовая. Первая ассоциация представлена крупными агрегатами пирита или пирротина, скоплениям которых свойственны вкрапленная, пятнисто- или прожилково-вкрапленная текстуры, гипидиоморфозернистая и порфиروбластическая структуры; изредка наблюдаются веретенообразные структуры распада пентландита в пирротине. Вторая ассоциация возникла в результате десульфидизации пирротина. Рудные минералы образуют концентрически-зональные, микроблочные и мозаичные структуры срастания, вкрапленные и прожилковидные текстуры. Поздняя парагенетическая ассоциация представлена пятнисто-вкрапленными или тонкопрожилковыми выделениями пирита и марказита, чаще всего приуроченными к пустотам выщелачивания. Форма зерен гипидиоморфная, редко отмечаются реликты колломорфной структуры.

Содержания полезных компонентов в проявлениях данной формации составляют (в %): медь (0,05–1,0), свинец (0,05–0,3), цинк (0,6–1,0), сера (3–14,6).

Иногда в рудах присутствует золото (до 0,23–0,58 г/т). По соотношению основных рудных элементов (меди, свинца и цинка) для проявлений этой формации преобладающими являются медно-цинковый и цинково-медный геохимические типы. Основные генетические типы проявлений этой формации – вулканогенно-осадочно-метаморфический и метаморфогенно-гидротермальный.

Медно-колчеданная формация выделяется в пределах Околовской структурно-формационной зоны на участке Рубежевичи. Вмещающими породами являются амфиболиты амфиболит-плагиогнейсовой формации. Мощность вскрытой рудоносной зоны составляет 2,5 м, протяженность не установлена. Основным минеральным типом руд является пирит-халькопиритовый в амфиболитах. Его формирование проходило в метаморфический этап по осадочно-вулканогенным породам и характеризуется одним минеральным парагенезисом – пирит-халькопиритовым. Содержание первого составляет 1–2, второго – 2–10%. В виде включений в халькопирит отмечаются магнетит, пирротин, сфалерит и молибден. Для них характерна вкрапленная текстура и алло- и гипидиоморфозернистая структуры. Редко отмечаются структуры замещения (марказита по пириту). Содержания полезных компонентов для этого проявления составляют (в %): медь – 1,2, цинк – 0,03–0,12; в небольших количествах присутствуют серебро (до 5 г/т) и золото (до 1,9 г/т). Содержание золота в халькопирите составляет в среднем 0,9 г/т. Геохимический тип проявления, определяемый по соотношению основных рудных элементов, – цинково-медный. Генезис проявления – вулканогенно-метаморфический.

Медно-свинцово-цинково-колчеданная формация. Оруденение и минерализация данной рудной формации локализованы в основном в плагиогнейсах амфиболит-плагиогнейсовой метаморфической формации (участки Рубежевичи, Унихово и др.). Ее минералогические и геохимические признаки устанавливаются также на проявлениях Пуховщина, Раевщина и в районе Околовского месторождения. Вскрытая мощность рудоносных зон меняется от 0,1–0,5 до первых метров, протяженность не установлена. Основными минеральными типами для проявлений данной формации являются: пирит(марказит)-галенит-сфалеритовый и галенит-сфалерит-пиритовый. К главным рудным минералам относятся: пирит (до 5–6%), галенит (до 3–4%), сфалерит (3–4, до 20–25% в отдельных аншлифах); ко второстепенным – халькопирит, марказит, пирротин; редко встречаются молибденит и цинковая шпинель (ганит).

Формирование оруденения и минерализации этого типа происходило в три этапа (данные Л. Ф. Деревянкиной): метаморфический, метаморфогенно-гидротермальный и гидротермальный. Каждый из этапов характеризуется определенным минеральным парагенезисом. Для первого характерно развитие оруденения пирит-галенит-сфалеритового типа с вкрапленной текстурой и аллотриоморфозернистой структурой (участки Рубежевичи, Унихово). Второй этап является наложенным и представлен тонкими сульфидно-карбонатными, кварц-сульфидно-карбонатными и сульфидными прожилками с переменными соотношениями сфалерита и галенита и появлением в данной ассоциации вместе

с пиритом марказита (участки Унихово, Пуховщина, Околовское месторождения). Рудные минералы образуют прожилковые, реже вкрапленно-прожилковые текстуры, накладываются на более ранние серно-колчеданные или железорудные ассоциации. Взаимоотношения между ними чаще реакционные, что привело к развитию коррозионной каемочной и реликтовой структур. Масштабы развития оруденения этого этапа незначительны.

Содержания полезных компонентов на проявлениях данной формации меняются в широких пределах (в %): медь – 0,1–0,4; свинец – 0,2–5,0; цинк – 0,8–10,0; серебро – 10–50 г/т; золото – до 0,2 г/т, кадмий – до 30 г/т. По соотношению основных рудных элементов выделяется один геохимический тип – медно-свинцово-цинковый. Основные генетические типы оруденения и минерализации этой формации – вулканогенно-осадочно-метаморфический, гидротермальный и регенерированный метаморфогенно-гидротермальный.

Медно-никелевая сульфидная формация. К данной формации в Смоленско-Дрогичинской зоне относятся рудопроявление Столбцовское, а также несколько точек рудной минерализации – Каменецкая и скв. Д-1к, Д-2к и Д-3к. Ю. А. Деревянкиным выделяются два типа этой формации: столбцовский и дрогичинский.

Дрогичинский тип представлен тонкой сингенетичной вкрапленностью сульфидов, установленной в основном в последних четырех проявлениях и незначительно развитой на Столбцовском участке. На точке минерализации Каменецкая вмещающими для рудной минерализации породами являются габброиды габбро-долеритовой формации, а в скв. Д-1к, 2к, 3к – пироксениты, габбро-нориты, габбро-перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Основной минеральный парагенезис в этих зонах – пентландит-халькопирит-пирротиновый. Количество сульфидных минералов в породах обычно не превышает 1–2%, редко достигая 8%, а мощность зон минерализации составляет несколько десятков сантиметров. Пирротин и халькопирит образуют тонкую сингенетичную вкрапленность, пентландит наблюдается только в пирротине в виде пламеневидных вростков – структур распада. Максимальные содержания меди в этих зонах достигают 0,2%, никеля – 0,2%, кобальта – 0,01%. Здесь же зафиксированы повышенный фон золота и отдельные его аномалии до 0,28–0,85 г/т; отмечается также присутствие платины, реже палладия. Основной геохимический тип для данной минерализации – медно-кобальтово-никелевый, второстепенные – медно-никелевый и кобальтово-никелевый.

Столбцовский тип выделен на одноименном проявлении и представлен зонами прожилково-вкрапленной и гнездово-вкрапленной сульфидной минерализации в апогаббровых метасоматитах, развитых по породам перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Выделяются два основных минеральных парагенезиса: кубанит-пентландит-пирротин-халькопиритовый и халькопирит-марказит-пиритовый. Первый образует тонкие (2–5 мм) прожилки, вкрапленность и гнезда (размером до 2 см) самостоятельных выделений пирротина, халькопирита и пентландита. Количество их достигает 20–60%. Кубанит

образует линзовидные и пламенеvidные вросстки в халькопирите. Текстуры руд гнездово-вкрапленная, вкрапленная; структуры – аллотриоморфозернистая, распада твердых растворов. Второй парагенезис представлен тонкими прожилками и агрегатами (1–2 см), секущими вмещающие породы. Главным минералом является пирит (до 50–60%), марказит замещает его, а халькопирит выполняет межзерновое пространство. Структура гипидиоморфометазернистая, жеодовая. К этому же парагенезису отнесена редкая вкрапленность сфалерита, галенита и молибденита в измененных породах. Мощность рудоносных интервалов составляет в основном первые десятки сантиметров, редко 1–4 м, протяженность (предположительно) – первые сотни метров; падение крутое. Общая площадь рудоносного массива около 4 км².

Содержания полезных компонентов в рудных интервалах достигают (мас.%): медь – 0,4–0,8, никель – 0,2–0,5, кобальт – 0,09. Метасоматиты, вмещающие минерализацию этого типа, характеризуются повышенным фоном золота. В отдельных интервалах его содержание достигает 0,5 г/т, совместно с ним отмечается присутствие палладия. В халькопирите содержание золота равно 0,43 г/т. Пириты позднего парагенезиса и магнетиты из вмещающих пород характеризуются аномальными концентрациями никеля, меди, кобальта, цинка, свинца и др. элементов. По соотношению меди, никеля, кобальта на Столбцовском проявлении преобладает никелево-медный геохимический тип, реже отмечается медно-никелевый. Формирование минерализации этого формационного типа происходило в два этапа: позднемагматический (дрогичинский тип) и гидротермально-метасоматический (столбцовский тип).

Альбитовая редкоземельная формация. К формации отнесена рудная точка Новоселковская, находящаяся на севере Смолевичско-Дрогичинской зоны. Оруденение локализовано в плагиогнейсах околловской серии (нерасчлененная амфиболит-плагиогнейсовая метаморфическая формация). Породы интенсивно альбитизированы, участками превращены в тектоническую брекчию. Редкоземельная минерализация выявлена в цементе брекчи. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, марказитом, апатитом, цирконом, анатазом; нерудные – кварцем, карбонатом, эпидотом, хлоритом. Содержания рудных элементов (мас.%): церия – 0,3, лантана – 0,1, иттрия – 0,1, ниобия – 0,1, циркония – 0,06, бериллия – 0,002. Вскрытая мощность брекчированных пород около 9 м. Устанавливается связь рассматриваемой рудной точки с формацией нерасчлененных фельдшпатоидных метасоматитов. Прогнозный генетический тип оруденения – гидротермально-метасоматический.

Шеелит-скарновая формация. К формации отнесена точка редкометалльной минерализации на комплексном рудопроявлении Раевщина. Структурная позиция проявления определяется восточной частью Околловской грабен-синклинали и зоной Минского суперрегионального разлома. Рудовмещающими породами являются плагиогнейсы амфиболит-плагиогнейсовой формации, интенсивно гранитизированные катаклазированные и скарнированные в ре-

зультате воздействия гранитоидов мигматит-гранитной формации. Выявлено два горизонта скарноидов мощностью от первых метров до 20,0 м, протяженность их не установлена. На проявлении установлен шеелит, содержание вольфрама достигает 0,07%. Генетический тип рудной минерализации – скарновый, прослеживается связь с метасоматической формацией нерасчлененных пропилютоидов, скарноидов и скелеподобных пород, развитой и на других участках. Геохимические аномалии вольфрама (до 0,01%) отмечаются на участке Мир, расположенном в экзоконтакте гранитоидного массива мигматит-плагио-гранит-гранитной формации. Во вмещающих породах вблизи от этого массива широко развиты процессы скарнирования.

Редкометалльно-пегматитовая формация. К формации отнесена редкометалльная минерализация, вскрытая скв. Ст-138, расположенной в восточном экзоконтакте массива гранитоидов жуховичского комплекса в центральной части Околовской грабен-синклинали. Здесь в жиле лейкократового мелкозернистого плагиогранита выявлено аномально высокое содержание тантала (0,1%) и повышенные содержания (мас.%) ниобия (0,02), бериллия (0,02) и олова (0,004). Предполагается генетическая связь оруденения редких металлов с пегматитовыми жилами, установленными в составе жуховичского комплекса.

Золотосульфидная формация выделена в пределах Рудьянской зоны, на проявлениях Унихово и Рудьяма, вблизи от разлома, по которому происходит сочленение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Центрально-белорусской шовной зоны. На первом участке оруденение приурочено к интервалу метасоматитов, развитых по габброидам перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Оруденение представлено сульфидной жилой мощностью 0,2 м в карбонатизированных и окварцованных амфиболитах. Предполагаемый минеральный тип руд – золотохалькопиритовый. Главным минералом является халькопирит (20–40%), второстепенным – пирит, редко встречающимися – сфалерит, пирротин, пентландит, магнетит. Текстуры руд – брекчиевидная, гнейсовидная, прожилково-вкрапленная; структуры – аллотриоморфозернистая, субграфическая, замещения. Содержания полезных компонентов в рудном пересечении (по данным А. И. Стасевича и др.) составляют: медь – 4,9%, золото – 10 г/т, никель – 0,2%, кобальт – 0,06%. Количество золота в халькопирите равно 0,21 г/т. Геохимический тип руд – золотомедный.

На участке Рудьяма минерализация установлена в зоне дробления амфиболитов кальцифир-кристаллосланцево-плагиогнейсовой формации и развитых по ним железистых метасоматитов. Оруденение представлено маломощными (0,1–0,2 м) зонами тонкопрожилковой, вкрапленной, реже густовкрапленной колчеданной минерализации в хлоритизированных и окварцованных амфиболитах, гранатовых пироксенолитах и магнетит-пироксен-кварцевых милонитах. Предполагаемые типы руд – золотоарсенопиритовый и золотоарсенопирит-пиритовый. Главными минералами являются пирит, марказит (30–40%), арсенопирит и леллингит (до 5–7%), второстепенными – магнетит и халькопирит. Им соответствуют два минеральных парагенезиса: ранний – магнетит-

марказит-пиритовый и поздний – халькопирит-леллингит-арсенопиритовый, который частично накладывается на первый. Текстура руд – тонкопрожилковая, брекчиевидная, пятнисто-вкрапленная (первый тип); густо- и гнездововкрапленная (второй тип); структуры – аллотриоморфозернистая, гипидиоморфозернистая, замещения. Содержания золота в оруденелых породах составляют 0,2–0,6 г/т, в арсенопирите – до 17,8 г/т. Кроме того, в них присутствует мышьяк (до 1%) и повышенные концентрации серебра (до 7 г/т) и кобальта (до 0,1%). Предполагаемый основной геохимический тип руд – золотомышьяковый.

Формирование оруденения и минерализации данной формации обусловлено гидротермальными процессами. Геохимические и минералогические признаки подобного оруденения отмечаются в центральной части Околовского месторождения и на участке Рубежевичи (наличие аномалий мышьяка и золота, концентрация последнего в халькопирите).

Формация золотоносных магнетитовых кварцитов предполагается на Околовском месторождении, в рудах которого установлен повышенный фон золота с отдельными содержаниями металла до 35 г/т. Месторождения железистых кварцитов раннего докембрия (золотожеспилитовый тип) в последние десятилетия рассматриваются как один из важных промышленных типов золоторудных месторождений. Так, например, из них до 1982 г. было получено более 2000 т золота. Предполагается сингенетичное накопление золота в первичных железисто-кремнисто-вулканогенных образованиях с последующим его перераспределением и концентрацией при метаморфических и наложенных метасоматических процессах. Распределение золота в железистых кварцитах Околовского месторождения изучалось по результатам пробирно-спектрального, нейтронно-активационного и химико-спектрального анализов. Для основных типов руд были установлены фоновые и минимально-аномальные содержания этого металла, выполнены исследования по определению его связей с другими элементами и характер распределения в минералах с подсчетом баланса (Деревянкин, 1986). Проведенная оценка позволила выявить повышенную золотоносность железных руд и аномальные концентрации в первые граммы. Установлена тенденция к связи золота с серой и железом, что подтверждается приуроченностью аномалий золота к зонам развития сульфидов, повышенных содержаний мышьяка, меди, ртути и концентрацией в халькопирите и позднем магнетите (до 0,9 г/т). Выполненные Ю. А. Деревянкиным (БелГео) при составлении ТЭС по оценке промышленной значимости Околовского месторождения определения золота в двух технологических пробах (Найденков и др., 1996) позволили установить более высокую золотоносность второго рудного горизонта. Анализ приведенных данных позволяет сделать вывод о развитии сингенетичного и наложенного оруденения золота в пределах Околовского месторождения, контролируемого горизонтами железистых кварцитов. Геохимические признаки последнего более часто фиксируются в первом горизонте в виде сочетания аномалий золота, мышьяка, меди, ртути с наложенными зонами сульфидной минерализации и кварцевых жил

(скв. Ст-56, 86, 92, 307, 10ж). Это позволяет предположить, что в его пределах локально развиты зоны сульфидного оруденения золотомышьякового и золото-медного типов. Проявления золота во втором горизонте (скв. Ст-101–2т) можно предположительно отнести к рудоносным метасоматитам золотожелезного геохимического типа. Сингенетичная и наложенная золотоносность этих образований, по-видимому, обусловлена перераспределением металла при формировании магнетитовых амфиболитов. Это косвенно подтверждается высокой неравномерностью распределения в амфиболитах золота – от содержаний ниже порога чувствительности анализа до 4,7 г/т.

Золотосульфидно-кварцевая и золотокварцевая формации прогнозируются в пределах развития нерасчлененных образований двух геологических формаций: формации пропилитоидов, скарноидов и скелеподобных пород и формации слюдисто-полевошпатовых кварцитов. Основными критериями для выделения данных рудных формаций послужили повышенные фоновые и отдельные аномальные содержания золота, достигающие до 0,2–0,6 г/т в пропилитоидах и секущих их сульфидно-кварцевых прожилках (участки Мир, Раевщина и др.), имеющих гидротермальное происхождение.

Золотоплатиноидная формация. Перспективы оруденения данной формации связаны с метаморфической графитогнейсовой формацией. По критериям возраста, стратиграфического положения и формационной принадлежности среди рассматриваемой рудной формации выделены проявления двух типов: пуховщинского и рудмянского.

Пуховщинский тип включает рудопроявления графита Пуховщина и Ст-252, расположенные в восточной и западной частях Околовской грабен-синклинали соответственно. Оба рудопроявления приурочены к графит-амфиболит-плагиогнейсовой формации. На рудопроявлении Пуховщина в пачке графитсодержащих плагиогнейсов и плагиогнейсокварцитов чередуются слои богатые и бедные графитом. Среднее содержание графита 2–5%, в отдельных маломощных горизонтах достигают до 20–25%. В единичных случаях отмечаются линзовидные тела с содержанием графита до 40–60% (Таран и др., 2001). Графит от мелко- до крупночешуйчатого образует гнездово-вкрапленные агрегаты в интерстициях породообразующих минералов (биотита, кварца, плагиоклаза). В ассоциации с графитом присутствует сингенетичная и наложенная вкрапленность (до 15–25%) пирита, в меньшей мере пирротина, иногда халькопирита, марказита, изредка молибденита, сфалерита, галенита. Содержания рудных компонентов достигают (%): меди – 0,1–0,3, цинка – 0,2–0,3, свинца – 0,05–0,1, серебра – 0,0007. Содержания золота составляют сотые доли г/т, редко достигая 0,15 г/т; содержания платиноидов колеблются в пределах 0,02–0,43 г/т при максимальном содержании в 1,26 г/т (Таран и др., 2001). По геофизическим данным на рудопроявлении Пуховщина устанавливаются два графитоносных горизонта протяженностью около 1,0 и 0,7 км; истинная мощность горизонтов – 200–230 м.

На рудопроявлении Ст-252 вскрыт пласт графитсодержащих амфиболитов, ассоциирующих с биотитовыми плагиогнейсами, мощностью 14,3 м. Графит крупночешуйчатый, в количестве 2–7%, содержится в интерстициях роговой обманки, плагиоклаза, биотита, хлорита. Графитсодержащие амфиболиты содержат повышенные концентрации рудных элементов (%): ванадия – 0,1, кобальта – 0,05, меди – 0,017, свинца – 0,025, цинка – 0,2 и олова – 0,04.

По генетической классификации Ю. Р. Мазор и др., все рассмотренные выше проявления графита относятся к биогенной группе, метаморфогенному типу, регионально-метаморфическому подтипу и классу древних высокоуглеродистых толщ.

6.1.2. Перспективы рудоносности породных комплексов Центральнобелорусской (Смолевичско-Дрогичинской) шовной зоны

Перспективы комплексов пород, слагающих фундамент Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны, рассмотрены отдельно для следующих трех групп пород: метаморфических пород в составе амфиболит-гнейсовых толщ; магматических пород основного-ультраосновного состава и гранитоидов.

В связи с амфиболит-гнейсовыми толщами в пределах шовной зоны в настоящее время известно Околовское месторождение магнетитовых кварцитов, ряд проявлений полиметаллических руд колчеданного типа, проявления сульфидного медно-никелевого и редкометалльного оруденения. Ранее при проведении тематических работ были изучены с невысокой степенью детальности отдельные проявления колчеданных руд в породах околовской серии (Мир, Раевщина, Унихово) и проявление медно-никелевых руд (Столбцы) в метагабброидах русиновского комплекса; до настоящего времени очень слабо изучены проявления редкометалльного оруденения в гнейсовых толщах. В магнетитовых кварцитах околовской серии известны содержания платины и палладия, в сумме достигающие 159 мг/т, и содержания золота от 4,7 (Найденков и др., 1996) до 35 г/т (данные Ю. А. Деревянкина и др.).

В различных базит-ультрабазитовых комплексах также обнаружены платиноиды, содержания которых в отдельных пробах в несколько раз превышают кларковые (Найденков, Деревянкин, 2000). Так, актинолитизированные габброиды Столбцовского массива (русиновский комплекс) содержат до 115 мг/т платиноидов; перидотиты и пироксениты участка Глушкевичи содержат до 580 мг/т платиноидов. Эти проявления относятся к сульфидному платиномедно-никелевому типу в высокомагнезиальных дифференциатах ультрамафит-мафитовых интрузий.

Не выяснены пока перспективы платиноносности обогащенных графитом и сульфидами пород черносланцевой формации в составе околовской серии на участке Пуховщина, где установлены содержания золота и платиноидов, превышающие кларковые, и где можно ожидать обнаружения комплексного оруденения платиноидов и золота, установленного в последнее время во многих

районах развития раннего докембрия; в последние годы был выполнен общий анализ перспектив фундамента Беларуси на этот тип оруденения (Найденков, Деревянкин, 2000), тогда как более детально перспективы обнаружения платиноидов в породах черносланцевой формации изучались Л. Н. Таран и др. (2001).

Особого внимания заслуживает аргеловщинский комплекс базитов-ультрабазитов, недавно вскрытых бурением в районе г. Слуцка и еще слабо изученных (материалы Н. В. Аксаментовой, А. А. Толкачковой). Наиболее интересен здесь участок, расположенный на востоке Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны, вблизи от ее сочленения с раннепротерозойским Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом, где бурением вскрыто несколько тел интенсивно серпентинизированными и нередко сильно выветрелых магматических пород, представленных различными дифференциатами магмы, (по составу от основной до ультраосновной) соответствующими разностям от оливиновых пироксенитов и амфиболовых перидотитов до горнблендитов и меланократовых амфиболовых габбро. Основываясь на сведениях о металлогении ультрабазитов, можно ожидать обнаружения в связи с породами базит-ультрабазитового комплекса широкого спектра полезных ископаемых (хромиты, платина, железо, силикатные и сульфидные медно-никелевые руды, асбест). Помимо уточнения перспектив рудоносности образований базит-ультрабазитового комплекса, необходимо на основе комплексного анализа геофизических, петрологических, минералогических и геолого-геохимических данных выяснить особенности строения и петрологии массивов, а также установить возрастную принадлежность слагающих их пород, в настоящее время предположительно отнесенных к раннепротерозойскому аргеловщинскому комплексу. Наиболее интересен для изучения дифференцированный массив амфиболизированных базитов-ультрабазитов, вскрытый 7 буровыми скважинами в районе д. Аргеловщина и прослеженный по геофизическим данным примерно на 10 км вдоль разлома северо-восточного простирания.

В настоящее время выполнена оценка формационной принадлежности и потенциальной рудоносности гранитоидов трех комплексов: выгоновского, бобовнянского и жуховичского (Архипова, Найденков, 2001).

Лейкократовые граниты раннепротерозойского выгоновского комплекса (формация лейкогранитов) выделяются среди гранитоидов Беларуси высокой глиноземистостью, невысокими железистостью и щелочностью, повышенными содержаниями Mo, Pb и Sr и пониженными – микроэлементов сидерофильной ассоциации (кроме V), многих цветных металлов, а также некоторых редких литофильных элементов. В породах выгоновского комплекса отмечаются геохимические аномалии Cu, Ag, Mo, Sn, Nb, Y, Th и W; в них наблюдается широкий спектр акцессорных минералов (при их невысоком в целом содержании в гранитоидах), в том числе флюорит и турмалин, что указывает на активную роль летучих при кристаллизации магматического расплава. В лейкогранитах комплекса установлены две характерные ассоциации акцессорных

минералов – преобладающая монацит-ильменит-титаномагнетитовая (до 0,002, 0,02 и 0,3% соответственно), иногда с магнетитом (до 0,03%) и флюоритом (до 0,001%) и более редкая сфен-магнетитовая (соответственно до 1,0 и 1,8%). В кварце из пород комплекса установлен W (до 6 г/т), в биотитах – Sn (до 30 г/т). В целом по большинству петрогеохимических характеристик граниты выгонского комплекса наиболее близки к геохимическому типу мезоабиссальных гранитоидов известково-щелочного ряда. Известно, что в батолитах гранитоидов этого типа могут развиваться поля редкометалльных пегматитов, а также зоны грейзенизации с кварц-касситеритовым и иным оруденением.

Кварцевые сиениты и граниты (иногда субщелочные) раннепротерозойского бобовнянского комплекса (граносиенит-гранитная формация) характеризуются повышенной железистостью, умеренными глиноземистостью и щелочностью, иногда повышенными содержаниями некоторых цветных металлов и редких литофильных элементов и пониженными – элементов группы Fe и иногда Sr. По геохимическим особенностям пород, а также по составу биотитов они сопоставимы с крупнозернистыми гранитоидами житковичского комплекса Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса (субщелочная кварц-сиенит-гранитная формация), но отличаются от них более высокими (кларковыми) содержаниями Ca, P и Ba и более низкой щелочностью. Для них характерны ортит-сфен-гематитовая (до 0,002, 0,1 и 0,1%) ассоциация акцессорных минералов с незначительным (до 0,01%) количеством магнетита и очень низким (до 0,001%) содержанием ильменита. При процессах формирования рассматриваемых гранитоидов существенную роль играла насыщенность магм летучими элементами (до 200 г/т флюорита); для гранитоидов характерны геохимические аномалии Ni, Cu, Ag, Y и редкоземельные элементы, присутствие в составе рудных минералов пирита (до 80 г/т) и молибденита (до 2,5 г/т), нередко повышенные в породообразующих минералах относительно количеств в минералах других гранитоидных комплексов региона (Архипова, Найденов, 1992) содержания многих редких и рассеянных элементов – Pb, Zn, Ga, Be, Zr, Nb, Y, PЗЭ и иногда Li в биотитах, Be, Zr, Nb, Y, Yb в роговых обманках, Tl в калишпатах. Имеет место также обогащенность акцессорного граната Sn, Cu, Zn и сидерофильными элементами. По-видимому, с гранитоидами комплекса связано проявление полиметаллов (1% Zn, 0,03% Pb, 0,05% Cu) и W (до 700 г/т) в породах околоской серии на участке Раевщина. Вышеописанные особенности указывают на потенциальную перспективность гранитоидов на полиметаллическое и редкометалльное оруденение. В целом же по большинству петрогеохимических параметров рассматриваемые гранитоиды тяготеют к геохимическому типу мезоабиссальных гранитоидов известково-щелочного ряда.

Гранитоиды раннепротерозойского жуховичского комплекса (формация плагио- и лейкогранитов) выделяются среди гранитоидов фундамента Беларуси весьма высокой глиноземистостью, повышенными содержаниями многих редких литофильных элементов и преимущественно низкими – микроэлементов

сидерофильной группы, цветных металлов, Р, Sr и Ва. Имеются некоторые различия между среднезернистыми разностями гранитоидов, слагающими небольшие массивы, и пегматоидными образованиями. Первые характеризуются более высокими содержаниями Ni и Zr и более низкими – Mn, Cu, Pb и Be; по большинству петрогеохимических характеристик они сопоставимы с геохимическим типом гипабиссальных гранитоидов известково-щелочного ряда. Вторым свойственны довольно высокие содержания Be и В (в них отмечается до 0,4% турмалина) и низкие содержания Zr, Li, иногда Rb. По многим характерным признакам (низкие содержания Zr, сидерофильных и редких щелочно-земельных элементов, высокие содержания В и многих редких литофильных элементов, низкие значения отношений К(Rb и отчасти Ва(Rb) они тяготеют к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, отличаясь от классических примеров последних обедненностью Li и, вероятно, F (флюорит в них не установлен); по-видимому, они близки к конечным дифференциатам известково-щелочных магм. В среднезернистых гранитоидах комплекса нередко отмечаются геохимические аномалии Y, Yb, La и иногда – Mo, Sn, Ag и Li. Биотиты гранитоидов обогащены (Архипова, Найденков, 1992) такими элементами, как Sn, Nb и Y, ильмениты – Sn, Pb Cu и V, апатиты – Y, Yb и Th. В пегматоидных гранитоидах комплекса известно проявление Nb-Ta при содержаниях этих элементов 0,1 и 0,02% соответственно (Найденков, 1997), имеются довольно многочисленные геохимические аномалии Be, Nb, Y и Yb и более редкие – цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Sn, Ga), Mo, W, Ag и элементов группы Fe (V, Cr, Ni). По-видимому, в связи с гранитоидами комплекса в породах околоской серии возникло проявление полиметаллов участка Мир (0,2% Zn, 0,7% Pb, 0,08% Cu) и геохимические аномалии W (до 100 г/т). По-видимому, такие геохимические особенности гранитоидов жуховичского комплекса, как повышенный фон некоторых редких литофильных и халькофильных элементов, наличие геохимических аномалий, а в редких случаях и рудопроявлений этих элементов, обогащенность многими рудными компонентами породообразующих, второстепенных и аксессуарных минералов определяют потенциальную перспективность гранитоидов жуховичского комплекса на редкометалльное оруденение.

Следует отметить намечающееся закономерное изменение состава и потенциальной металлоносности гранитоидов в пределах шовной зоны примерно в крест ее простирацию, напоминающее зональность активных континентальных окраин фанерозойского времени. Так, в юго-восточной части зоны размещаются мезоабиссальные гранитоиды известково-щелочного ряда, относящиеся к выгоновскому комплексу, для которых характерна обедненность многими микроэлементами (хотя они и незначительно обогащены этими элементами по сравнению с породами микашевичского комплекса) и, по-видимому, низкие перспективы рудоносности. В центральной части зоны, несколько к северу по ее простирацию, расположены массивы гранитоидов бобовнянского комплекса, относящиеся к тому же геохимическому типу, но уже обогащенные многими

редкими литофильными и халькофильными элементами; для них устанавливается перспективность на полиметаллическое и редкометалльное оруденения. В северо-западной части зоны находятся гипабиссальные известково-щелочные гранитоиды жуховичского комплекса, обогащенные редкими литофильными элементами; конечные дифференциаты магм этих гранитоидов тяготеют к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, что обуславливает их значительную перспективность на оруденение редких металлов (Архипова, Найденов, 2001).

Таким образом, образования ряда метаморфических и магматических базит-ультрабазитовых и гранитоидных комплексов характеризуются положительными перспективами на платиноиды и заслуживают дальнейшего изучения, в процессе которого должно быть уточнено распределение платиноидов в породах комплексов с уже установленной платиноносностью прежде всего в метаультрабазитах и metabазитах русиновского и аргеловщинского комплексов. Кроме того, первоочередного изучения заслуживают гнейсы а также магнетитовые кварциты Околовского месторождения, для которых установлены повышенные содержания золота. Необходимо также изучить минералогическо-петрологические особенности гнейсов околовской серии с графитом и сульфидами, являющихся вмещающими для колчеданных и редкометалльных руд, и габброидов и ультрабазитов с проявлениями сульфидного медно-никелевого оруденения, потенциально перспективных также на оруденение хромитов, уточнить параметры метаморфических и метасоматических процессов, определить условия концентрации рудных элементов и дать оценку шовной зоны на промышленное оруденение цветных, редких и благородных металлов.

Следует также подчеркнуть, что перспективы рудоносности кристаллического фундамента могут быть объективно оценены только с учетом анализа данных о строении, времени заложения и активной жизни зон глубинных разломов; в процессе металлогенических и прогнозных исследований обычно выясняется, что к зонам глубинных разломов или оперяющих их разрывных нарушений более низких рангов привязывается подавляющее большинство известных на данный момент месторождений, рудопроявлений, рудных точек и геохимических аномалий.

Сравнительно невысокий уровень изученности кристаллического фундамента Беларуси, обусловленный его погружением под чехол осадочных пород фанерозоя, не позволяет (за немногочисленными исключениями) оценить рудоносность конкретных зон глубинных разломов. К подобным исключениям на территории Центральнобелорусской (Смолевичско-Дрогичинской) шовной зоны может быть отнесен глубинный Ивацевичский разлом, отделяющий шовную зону от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Разлом контролирует проявления магнетитовых руд, относящихся к рудной формации высокотемпературных магнетитовых метасоматитов, и сульфидные проявления Деревная и Рудьма (серно-колчеданная рудная формация), а также проявление золота Рудьма (золотосульфидная формация); оперяющие Ивацевичский раз-

лом разрывные нарушения более высоких рангов, которые пересекают гнейсовые толщи ооловской серии в пределах шовной зоны, и которые, вероятно, являлись путями поступления флюидов, обусловивших метасоматическое рудообразование на Ооловском железорудном месторождении (рудная формация магнетитовых кварцитов и магнетитовых метасоматитов). Более уверенно сейчас можно говорить о перспективах рудоносности крупных региональных структур фундамента, в строении и развитии которых существенную, если не определяющую роль играли глубинные разломы. К таким структурам могут быть сегодня отнесены Центральнобелорусская (Смолевичско-Дрогичинская) шовная зона и пересекающая ее широтная Мазурско-Могилевская зона тектоно-магматической активизации (Найденков, 1998). Последняя, протягивающаяся из северной Польши через центральную часть Беларуси до границ с Россией между широтой г. Молодечно на севере и широтой г. Барановичи на юге, представляется по особенностям структурного плана, характеру разломной тектоники и магматизма близкой к классическим зонам докембрийской тектоно-магматической активизации. Основываясь на аналогиях с более детально изученными зонами тектоно-магматической активизации протерозойского возраста, здесь можно ожидать обнаружения редкометалльных карбонатов, ильменит-магнетитовых, полиметаллических, редкометалльных и других руд.

6.2. Центральнобелорусская шовная зона как индикатор прогноза алмазоносности

В современной геологической науке и практике главным направлением разработки поисковых критериев является эвристический подход, выражающийся в отыскании каких-либо геолого-геофизических признаков, косвенно или прямо связанных с искомым полезным ископаемым. Такая прогностическая методика широко применяется, например, при оценке алмазоперспективности территории Беларуси (Хомич и др., 1990, 1993; Веретенников и др., 1997; Никитин и др., 1997; Конищев, 2004; Анализ..., 2005). Но этот подход может быть оправдан только в условиях хорошей геолого-геофизической изученности, в том числе буровой, на тот или иной вид полезного ископаемого. Из методологии следует, что собственно прогноз может осуществляться только тогда, когда построена та или иная теория формирования искомого полезного ископаемого, а косвенные признаки должны быть обоснованы теоретическими представлениями об их связи с параметрами месторождения. Чтобы то или иное полезное ископаемое искать, надо знать свойства искомого объекта и среду его возможного нахождения.

В условиях слабой буровой и геолого-геофизической изученности значительной части территории Беларуси, в особенности ее северных и восточных районов, для эффективного поиска-прогноза новых месторождений полезных ископаемых необходима разработка конкретных моделей формирования тех

или иных видов месторождений полезных ископаемых, базирующихся на современных теориях их образования. В этом ключе авторами выполнены исследования по прогнозу на территории Беларуси участков, перспективных на алмазоносность.

При выборе теории алмазоносности мы исходили из того, что на территории Беларуси в раннем протерозое произошло уникальное геологическое событие: субдукция океанской коры под Сарматский кратон, а затем столкновение Фенноскандинавского, Сарматского и Волго-Уральского геосегментов, завершившегося формированием в полосе субдукции и последующей коллизии Фенноскандии с Сарматией Центральнобелорусской шовной зоны.

Среди современных представлений о природе образования кимберлитов, лампроитов и родственных им магм и механизмов их подъема к земной поверхности наиболее геохимически, геологически и геофизически обоснованной является теория механизма образования алмазов, разрабатываемая О. Г. Сорохтиным с коллегами (Сорохтин, 1985; Монин, Сорохтин, 1986; Сорохтин и др., 1996, 2004). Суть этой теории заключается в следующем.

На территории древних платформ кимберлиты, лампроиты и родственные им породы возникли в раннепротерозойских зонах поддвига океанских плит под архейские кратоны в результате переплавления затянутых на большие глубины в мантию пелагических осадков, обогащенных тяжелыми железистыми соединениями.

Известно, что континентальная литосфера формируется вблизи зон субдукции, в которые погружается океанская кора вместе с осадками. В этих зонах происходит дегитратация и переплавление пород океанской коры. Гипотеза о том, что кимберлиты образуются за счет плавления на больших глубинах водонасыщенных и карбонатосодержащих пород океанской коры, которые были затянуты по зонам поддвига плит, была впервые высказана в работе (Sharp, 1974). В то же время для возможной «работы» механизма затягивания океанской коры под континентальные плиты необходимо, чтобы ее средняя плотность превышала плотность континентальной литосферы, которую оценивают в $3,2 \text{ г/см}^3$ (Сорохтин и др., 2004).

Известно, что в раннем протерозое в шельфовых зонах океанов проходило глобальное интенсивное накопление железорудных формаций, яркий пример тому – докембрийские джеспилиты. Если содержание железистых соединений в пелагических осадках составляло хотя бы 40%, что соответствует бедным джеспилитовым рудам, то их плотность будет превышать среднюю плотность континентальных литосферных плит и такие утяжеленные осадки должны затягиваться вместе с океанской корой под эти плиты в глубины мантии. Одновременно с соединениями железа на глубину погружались и осевшие на океанском дне в заметном количестве органические карбонатные илы. Плавление осадков вместе с базальтами осуществлялось за счет трения плит в зонах субдукции и дополнительного разогрева глубинным теплом мантии. Здесь существовала ситуация сжатия и даже мелкие расплавы не имели воз-

возможности подниматься вверх. Они консервировались в низах континентальных плит, формируя там очаги кимберлитового магматизма.

По-видимому, подобным же образом из железистых осадков, но в большей мере обогащенных карбонатами, на меньших глубинах вне области существования пироп-алмазной фракции, зарождаются карбонатитовые и связанные с ними щелочно-ультраосновные магмы. Таким образом, аксиоматизируется, что процесс затягивания океанских осадков происходил 2,0–1,8 Ga в условиях, когда мощность литосферы под архейскими кратонами приближалась к 200–250 км и когда активно накапливались в океанских осадках докембрийские железорудные формации, переплавление которых на больших глубинах в зоне поддвига и привело к образованию алмазоносных кимберлитов, лампроитов и родственных им пород.

Сформировавшиеся в мантии, в зоне поддвига в режиме сжатия такие области расплавов могут (практически не остывая и сохраняя низкую вязкость вплоть до ликвационного состояния) сохраняться в запечатанном состоянии сотни миллионов лет (и даже 1–2 Ga), пока в данном регионе процессы в конвектирующей магме не создадут режим растяжения литосферы с образованием трещин и разломов. В этой ситуации могут возникнуть условия для взрывного магматизма и выноса к земной поверхности вещества глубинных расплавов, пространственно соответствующих образовавшимся в зоне поддвига областям расплавов.

Анализируя термодинамическую обстановку в зоне раннепротерозойского поддвига, авторы теории выделяют в мантии три области выплавления (рис. 6.1, 6.2).

1. Область формирования алмазоносных расплавов: верхняя граница определяется пересечением современной геотермы литосферы с температурной границей фазового перехода графит–алмаз, соответствующей глубинам более 130 км.

2. Область щелочно-ультраосновного магматизма: верхняя граница соответствует пересечению современной геотермы литосферы с температурной кривой плавления пелагических осадков – на глубине около 70 км; нижняя граница определяется минимальной глубиной существования глубинных расплавов, способных прорываться к земной поверхности без кристаллизации магм на промежуточных уровнях – 115 км.

3. Между поверхностями, определяемыми глубинами примерно 115 и 130 км, формируется пояс карбонатитов, мелилититов и безалмазных кимберлитов.

Режим сжатия в зоне субдукции существует не все время. Со временем режим сжатия меняется на режим растяжения и в литосфере по ослабленным зонам снизу вверх начинают зарождаться разрывы. В этой ситуации могут возникнуть условия для взрывного магматизма и выноса к земной поверхности вещества глубинных расплавов, пространственно соответствующих образовавшимся в зоне поддвига областям расплавов.

С этих позиций на территории Беларуси в первую очередь следует рассматривать Центральнобелорусскую шовную зону субдукции между Фенноскан-

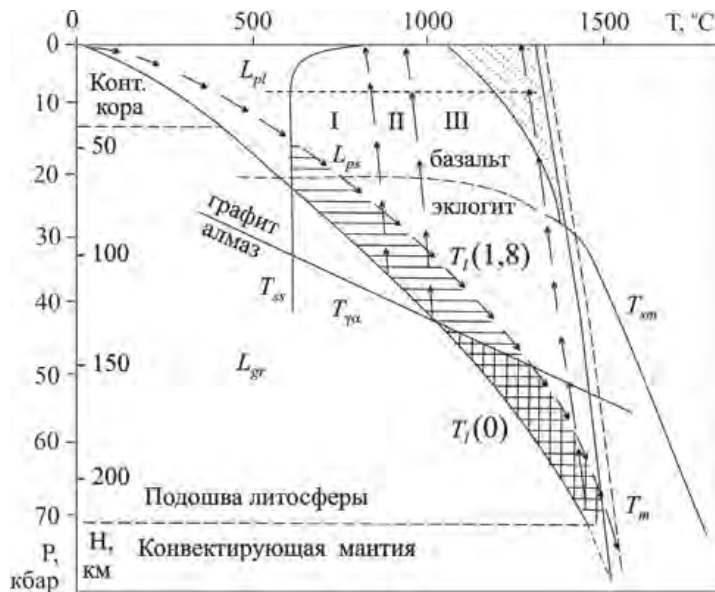


Рис. 6.1. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм (Сорохтин и др., 2004): T_m – температура мантии, T_{sm} – температура солидуса мантийного вещества, T_{ga} – температура перехода графит-алмаз, T_{ik} – современная континентальная геотерма (древняя геотерма отмечена нисходящими стрелками), L_{pl} , L_{ps} и L_{gr} – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов, T_{ss} – температура плавления водонасыщенных осадков, горизонтальная штриховка – область существования щелочно-ультраосновных и щелочно-карбонатитовых расплавов, двойная штриховка – область существования алмазоносных глубинных расплавов лампроитов, кимберлитов и кальциевых карбонатитов, стрелками показаны РТ условия движения тяжелых железистых осадков около 2,0–1,8 Ga и подъема магм в фанерозое, I – область формирования щелочно-ультраосновных интрузий, II – область формирования карбонатитов, мелилититов и безалмазных кимберлитов, III – область формирования алмазоносных кимберлитов и лампроитов

дией и Сарматией, которая в виде «пластины» метаморфизованных и расчлененных осадочно-вулканогенных пород бывшей океанской коры разделяет эти два континентальных сегмента Восточно-Европейского кратона.

Проектируя границы выделенных глубинных областей расплавов на земную поверхность, получим относительно линии фронта поддвига последовательные три пояса: 1) пояс проявления щелочно-ультраосновного интрузивного магматизма; 2) пояс проявления взрывного магматизма (в виде трубок взрыва) мелилититового и безалмазного магматизма; 3) пояс проявления алмазного магматизма. Границы этих поясов будут практически параллельны линии фронта поддвига и располагаться относительно фронта субдукции на расстояниях L , определяемых по формуле: $L = H \text{ctg} \alpha$, где H – глубина уровня соответствующей области расплава, α – угол падения плоскости поддвига. Угол падения плоскости субдукции практически может быть найден как на основании данных глубинных сейсмических зондирований, так и по выявленным на территории архейского кратона геологических объектов в том или ином из указанных магматических поясов.



Рис. 6.2. Условия затягивания тяжелых (железистых) осадков по раннепротерозойским зонам поддвига плит на большие глубины (до 250 км) под архейские континенты и области формирования расплавов глубинных пород (Сорохтин и др., 2004)

Еще раз подчеркнем, что с прогнозной точки зрения важнейшим обстоятельством описанной модели является строгая пространственная последовательность поясов магматизма: продвигаясь по архейскому блоку от фронта поддвига сначала проявляется щелочно-ультраосновной магматизм, затем встречаются проявления взрывного магматизма мелилититового и безалмазного кимберлитового магматизма и, наконец, в наиболее удаленной от фронта поддвига зоне – проявления алмазоносного магматизма.

Авторы теории отмечают, что в реальной геологической обстановке, разумеется, могут иметь место некоторые отклонения от предложенной модели пространственного расположения типов магматизма. Скорее всего, это может быть связано, например, с различным наклоном плоскости падения разломов, т. е. их существенным отклонением от вертикали и т. п. Важным фактором успеха при прогнозировании служит «присутствие в шовной зоне на контакте с архейским блоком коры раннепротерозойских железорудных формаций (если такие сохранились) и особенно, если известно, что эти формации погружаются под него» (Сорохтин и др., 2004, с. 225). Отметим, что этот благоприятный фактор присутствует в Центральнорусской шовной зоне, где в составе сланцево-гнейсового околосовского комплекса развиты железистые кварциты, а несколько далее, уже в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса – Кореличское магнетит-ильменитовое месторождение.

Оценим теперь с точки зрения изложенной теории образования алмазов тектоническую обстановку на территории Беларуси. В связи с этим прежде всего обратимся к тектоно-геодинамической модели Центральнорусской шовной зоны, описанной выше, и в первую очередь к рис. 2.13.

Как ранее отмечено, Центральнорусская шовная зона возникла в процессе конвергенции Фенноскандии и Сарматии, когда в результате субдукции (2,02–1,85 Ga) разделявшая их Белорусская океанская кора была поддвинута под континентальную кору Сарматии, а в последующем в процессе коллизии на северо-западной окраине Сарматии сформировался Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс. Возможно, что по субдукционной зоне в позднем девоне шло формирование пологого сквозькорового срыва (детачмента), который в южной части Припятского палеорифта пересекает поверхность Мохо и погружается в верхнюю мантию (Айзберг, Старчик, 2005).

Процесс постепенной субдукции океанской коры в восток-юго-восточном направлении под континентальный сегмент Сарматии зафиксирован в последовательном омоложении пород магматических комплексов Осницко-Микашевичского пояса с северо-запада на юго-восток. Так, наиболее ранняя (2,02 Ga) метагаббро-диабазовая формация занимает северо-западную часть пояса. Наибольшее площадное распространение по всей территории пояса имеет диорит-гранодиорит-гранитная формация микашевичского комплекса, с возрастом гранодиоритов – 2,02 Ga, а гранитов – 1,97 Ga. Еще более молодые породы (1,80–1,75 Ga) кварц-сиенит-гранитной формации житковичского комплекса и Коростенского плутона тяготеют к юго-восточной границе магматического пояса (Аксаментова, 2002).

Тектоническое положение Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса до сих пор вызывает дискуссии. Так, С. В. Богданова (Bogdanova, 1991) считает его пограничной структурой – окраинно-континентальным магматическим поясом андского типа, который возник на краю Сарматского кратона на границе с Фенноскандией с ювенильной раннепротерозойской океанской корой. Н. В. Аксаментова (2002) относит этот пояс к внутриконтинентальной магматической активной области, которая образовалась в сложной геодинамической обстановке заложения в середине раннего протерозоя системы глубоких разломов, секущих структуры гнейсового основания.

Процессы аккреции уже в раннем протерозое вызвали увеличение мощности континентальной коры и литосферы в целом. Это и предопределило первичное местоположение будущей Белорусской антеклизы, которая сформировалась в результате более стабильного тектонического положения на месте утолщенной земной коры и литосферы в целом. Здесь мощность литосферы в настоящее время достигает почти 220 км (Гарецкий и др., 1996). Соседние территории с более тонкой литосферой, и особенно ослабленные полосы разломных зон на платформенных этапах развития, подверглись внутриконтинентальным процессам рифтогенеза с последующим прогибанием впадин и синеклиз. Особенно существенно деструкция коры и литосферы в целом произошла в Припятском палеорифте в позднем девоне, где в настоящее время фиксируется самая тонкая (до 100 км) литосфера. Если снять это локальное «вздутие» астеносферы, то можно отметить, что мощность литосферы по материалам сейсмогравитационного моделирования в Центральнорусской шовной зоне

равна 185–190 км и далее на восток, на Сарматском кратоне она уменьшается до значений 170–160 км.

В рифее и раннем венде рифтогенез проявился восточнее Центральнобелорусской шовной зоны, где развился Волыно-Оршанский авлакоген. Над ним и другими авлакогенами этого времени позднее сформировалась Московская синеклиза, для которой характерны уменьшенные значения мощности земной коры и литосферы. В это же время произошла активизация заложенных в раннем протерозое Полоцко-Курземского и Припятско-Брестского поясов разломов. Ее результатом явилось формирование системы разломов, обособивших заложение Смоленской ветви рифтогенных структур, границами которых явилась серия разломов северо-западного простирания (Эринчек, Мильштейн, 1995).

В связи с Припятским рифтогенезом в позднем девоне произошло заложение системы разломов с последующей их активизацией; к ним относятся: система Припятских разломов, а также Ошмянский, Налибокский, Свислочский, Суражский (Жлобинский), Кошелевский, Малиновско-Глазовский, Новозыбковский, Северо- и Южно-Днепровский разломы и система разломов на Брагинской седловине (Геология Беларуси, 2001).

В позднем девоне в пределах Сарматского кратона произошли важные для прогноза алмазности магматические события в пределах Жлобинской седловины (Жлобинское поле трубок взрыва щелочно-ультраосновных пород), Брагинской седловины, на востоке Припятского прогиба, Городокско-Хатецкой ступени (магматические образования щелочно-ультраосновной-щелочно-базальтоидной формации). В частности, отмечается, что изученные в Жлобинском поле диатрем породы «соответствуют или достаточно близки к ультраосновным фойдитам (меланефелинитам и мелалейцититам, переходящим в лейцитовые мелилититы), щелочным (биотит-пироксеновым, фельдшпатовидным, мелилититовым) пикритам и мелилититам» (Лапцевич, 2005).

Восточная часть литосферы Беларуси, в особенности в районе Брагинского гранулитового массива, характеризуется высокой насыщенностью разломов (Гарецкий и др., 2005).

И, наконец, обратим внимание на факт следующий из современного мониторинга гравитационного поля: последовательное уменьшение вариаций силы тяжести вдоль линии Минск–Лида, т. е. от центра Центральнобелорусской шовной зоны к ее западному краевому Кореличскому разлому мантийного заложения, на величину в среднем $-1,074$ мГал за 5 лет. Анализ этих данных дает основания предполагать, что вещество Кореличского разлома на всю мощность современной земной коры находится в разуплотненном состоянии (Каратаев, Белов, 2004). Что является фактором, подтверждающим субдукционную природу Центральнобелорусской шовной зоны.

Из изложенного следует, что рассматриваемая геологическая модель, разработанная для Белорусского региона, отвечает тектоническим условиям теории алмазности О. Г. Сорохтина и его коллег: мощная литосфера, раннепротерозойская субдукция, активизация глубинных мантийных процессов в рифее,

венде, палеозое и даже в более позднее время, существование в палеозое тектонических режимов растяжения, что способствовало выведению к поверхности Земли глубинных расплавов.

Все это дает основания построить для территории Беларуси и частично соседних областей России и Украины пространственную модель последовательности процессов магматизма кимберлитов, лампроитов и родственных им карбонатитовых и щелочно-ультраосновных комплексов относительно Центральнобелорусской шовной зоны. Следуя положениям изложенной теорией алмазообразования, на рис. 6.3 показана схема процесса последовательного формирования глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов в юго-восточном направлении падения Центральнобелорусской зоны поддвига.

Для определения пространственного положения зон проявления щелочно-ультраосновных интрузий, мелилититовых и карбонатитовых интрузий и алмазоносных лампроитовых и кимберлитовых субвулканических комплексов

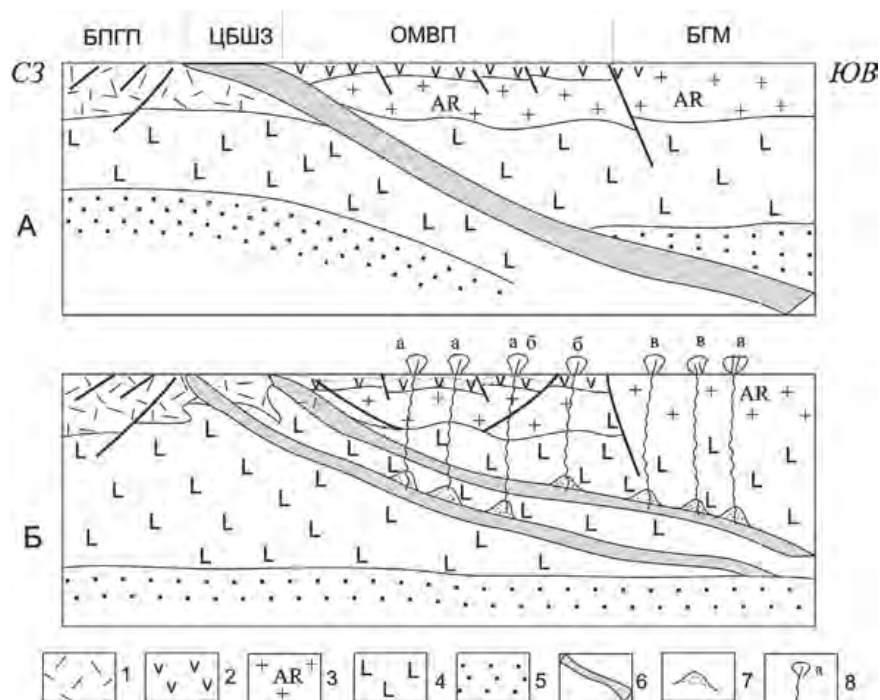


Рис. 6.3. Концепция процесса формирования глубинных магматических расплавов в юго-восточной части Беларуси: геологическая ситуация *А* – в конце раннего протерозоя, *Б* – в рифее и фанерозое; геологические структуры: БПГП – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, ЦБШЗ – Центральнобелорусская шовная зона, ОМВП – Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, БГМ – Брагинский гранулитовый массив; 1 – континентальная кора Фенноскандии; 2 – раннепротерозойская кора ОМВП; 3 – континентальная кора архея Сарматии; 4 – литосфера; 5 – астеносфера; 6 – раннепротерозойская океанская кора с перекрывающими железистыми осадками; 7 – глубинные расплавы; 8 – возможный прорыв глубинных магм к земной поверхности в фанерозое: *а* – щелочно-ультраосновных интрузий, *б* – мелилититовых, карбонатитовых и безалмазных интрузий, *в* – алмазоносных кимберлитовых и лампроитовых субвулканических комплексов

прежде всего необходимо определить угол падения зоны Центральнорусского поддвига под Сарматский кратон, согласно которому рассчитываются расстояния границ поясов различного типа магматизма относительно фронтальной линии поддвига. Согласно изложенной геологической модели (см. главу 2), структура «плоскости» юго-восточного падения зоны поддвига в Центральнорусской шовной зоне носит сложный характер: сначала она резко падает, затем под Осницко-Микашевичском вулканоплутоническом поясе она выполаживается, а под Коростенским плутоном снова резко падает (см. рис. 2.13). Если под Коростенским плутоном мощность литосферы около 170 км, то средний угол падения плоскости субдукции относительно западной границы Центральнорусской шовной зоны будет равен: $\text{ctg}\alpha = L/H = 425/170 \approx 2,5$, $\alpha \approx 22^\circ$.

Для оценки угла падения Центральнорусской зоны поддвига используем также пространственное расположение Жлобинского поля диатрем и трубок взрыва района Уваровичей (Геология Беларуси, 2001). Как отмечалось ранее, согласно петрохимическим и петрографическим исследованиям, породы трубок взрыва здесь принадлежат к классу щелочно-ультраосновных вулканических пород, которые по своим петрохимическим характеристикам могут быть отнесены, согласно модели О. Г. Сорохтина и его коллег, к промежуточному поясу взрывного магматизма мелилититов и безалмазных кимберлитов. Постулируя это, нетрудно определить угол падения плоскости Центральнорусской зоны поддвига: относительно положения его западной границы Жлобинское поле диатрем и трубки взрыва района Уваровичей находятся на расстоянии около 270 и 315 км соответственно. Если принять, что источники этого вида магматизма находились (согласно рис. 6.1–6.3) соответственно на глубинах 115 и 130 км, то получим: $\text{ctg}\alpha = L/H \approx 2,4$, $\alpha \approx 23^\circ$.

К косвенным подтверждениям местоположения этого пояса магматизма можно отнести данные российских геологов, обнаруживших в районе Смоленска в рыхлых отложениях многочисленные находки минералов-индикаторов алмазов – пиропов и хромшпинелидов (Анализ..., 2005).

Используя полученное значение угла падения плоскости Центральнорусской зоны поддвига, найдем следующие средние значения параметров пространственного положения поясов магматизма на Сарматском кратоне относительно западной границы Центральнорусской шовной зоны:

для пояса щелочно-ультраосновного интрузивного магматизма

$$L_{\min}^{\text{щ}} = 70 \cdot 2,4 \approx 170 \text{ км}, \quad L_{\max}^{\text{щ}} = 115 \cdot 2,4 \approx 270 \text{ км};$$

для пояса возможного проявления алмазоносного магматизма

$$L_{\min}^{\text{а}} = 130 \cdot 2,4 \approx 315 \text{ км}, \quad L_{\max}^{\text{а}} = 220 \cdot 2,4 \approx 530 \text{ км}.$$

На рис. 6.4 (вклейка) показано положение описываемых поясов магматизма относительно западной границы Центральнорусской шовной зоны.

Таким образом, согласно вышеуказанным теоретическим расчетам, перспективные на алмазы площади на территории Беларуси и смежных регионов России и Украины следует искать юго-восточнее линии Кричев–Наровля на расстояниях до 200 км от нее.

Анализируя активность девонских разломов (см. рис. 6.4, вклейка), а также имея в виду высокую плотность разломов консолидированной литосферы Беларуси (Гарецкий и др., 2005), находим, что в поясе прогнозируемого алмазоносного магматизма наибольшая активность разломной тектоники приурочена к полосе пятидесятикилометровой ширины вдоль Лоевского разлома и оперяющих его разломов. Именно на этой площади, и прежде всего на участке Ветка–Гомель и южнее, можно ожидать основное проявление на территории Беларуси кимберлитового и лампроитового алмазоносного магматизма. На рис. 6.4 (вклейка) показано положение наиболее перспективной на поиски алмазов зоны, а также указана площадь, на которой рекомендуется постановка первоочередных геологопоисковых работ, включающих прежде всего поиск минералов-спутников и магнитных аномалий трубчатого типа. Указания на перспективность рекомендуемого района по тектоническим критериям даны в работе (Конищев, 2004).

Нетрудно видеть, что из всех обсуждаемых на Минском научно-практическом совещании предложений о перспективных на алмазы площадях (Анализ..., 2005), только Светиловичское поле диатрем имеет перспективы на алмазы, как попадающее непосредственно в пояса кимберлитового и лампроитового алмазоносного магматизма.

По нашему мнению, немаловажен тот факт, что по данным российских геологов вблизи рекомендуемой площади в пределах выделенного прогнозного пояса кимберлитового и лампроитового алмазоносного магматизма на территории Брянской области в рыхлых отложениях имеются находки алмазов в районе городов Новозыбкова, Унечи и Брянска (Варламов и др., 1995; Ваганов и др., 2002; Анализ..., 2005). Два последних участка выделены как кольцевые структуры очагового типа, предположительно характеризующие области земной коры, проработанные флюидо-магматическими расплавами. Брянский, Унечский и Смоленский участки выделены российскими геологами в качестве перспективных, причем последний из них в ранге первоочередного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если строение щитов Восточно-Европейской платформы можно изучать всеми геолого-геофизическими методами непосредственно по выходам на земную поверхность пород фундамента, то при тектоническом районировании фундамента и низов платформенного чехла Русской плиты, в пределах которой распространен достаточно мощный чехол, в качестве главного инструмента выступают геофизические методы – глубинные сейсмические и магнитотеллурические зондирования вдоль профилей и потенциальные поля по площади, ибо точечные скважины и редкая сеть сейсмических исследований дают важную, но относительно небольшую по площади информацию. Как известно, еще академик А. Д. Архангельский использовал материалы магнитных и гравиметрических съемок для расшифровки строения фундамента Русской плиты. Комплексируя специальными физико-геологическими методами моделирования геофизические материалы на той или иной территории совместно с геологическими данными, в том числе в зонах сочленения крупных блоков земной коры, мы получаем информацию о глубинном строении и физических неоднородностях вещества литосферы и астеносферы, позволяющую с определенной достоверностью формулировать тектоно-геодинамические модели формирования тех или иных исследуемых геологических объектов.

Согласно современным теоретическим положениям, важнейшими тектоническими событиями, формирующими рудоносность кристаллического фундамента, являются разломы, шовные зоны и зоны тектоно-магматической активизации. Так, известно, что из общего количества изученных постмагматических рудных месторождений мира около 84% приурочено к разломам или их пересечениям. Важную роль в металлогеническом районировании играют шовные зоны и зоны тектоно-магматической активизации в пределах крупных тектонических единиц. Из теоретических положений о связи рудоносности с понятиями «шовные зоны, зоны тектоно-магматической активизации, глубинные разломы» вытекает ведущий критерий металлогенического прогноза: большинство месторождений и рудопроявлений приурочено к пересечению шовных зон зонами тектоно-магматической активизации.

В связи с этим в данной монографии акцент был направлен на изучение зон конвергентности Фенноскандинавского, Сарматского и Волго-Уральского сегментов, из которых, согласно тектонической концепции С. В. Богдановой, примерно 1,7–1,8 Ga был создан Восточно-Европейский кратон.

Исследовались три шовные зоны между парами сегментов: между Фенноскандией и Сарматией (Центральнобелорусская), между Сарматией и Волго-Уралией (Рязано-Саратовская) и между Фенноскандией и Волго-Уралией (Центральнорусская). Особое внимание было уделено тектоническому узлу конвергенции всех трех сегментов (Слободский тектоно-геодинамический узел).

Выполненный тектонофизический анализ зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии показывает, что **сочленение Фенноскандии и Сарматии** происходило по закону субдукции андского типа, когда тяжелая Белорусская океанская кора между ними была поддвинута под Сарматию (реликт Белорусской океанской плиты зафиксирован сейсмическими и гравиметрическими данными). Последующая коллизия сформировала **Центральнобелорусскую шовную зону**. Процесс субдукции зафиксирован в достаточно длительной и многостадийной истории развития магматических комплексов Осницко-Микашевичского вулcano-плутонического пояса. В результате коллизии возникли чешуйчатонадвиговые деформации верхней коры до 10–15 км, контролируемые листрическими разломами. При этом формирование вещества и структуры земной коры шло вдоль зоны неодинаково: на одних участках породы в зоне сближения подвергались деформациям типа изгиба пластов, на других они под влиянием горизонтальных давлений растрескивались и разрушались, образовывались разломы, по которым в результате процессов магматизма в верхние слои внедрялись породы разного состава, на третьих деформации проявлялись в виде надвигов. Возможно, что по субдукционной зоне в позднем девоне шло формирование пологого сквозькорового срыва (детачмента), который в южной части Припятского палеорифта пересекает поверхность Мохо и погружается в верхнюю мантию.

По результатам обобщения геолого-геофизических материалов и сейсмогравитационного моделирования разреза литосферы вдоль профиля Воронеж–Пачелма установлены особенности зоны **сочленения Сарматского и Волго-Уральского сегментов** Восточно-Европейского кратона. Показано, что в процессе сближения Сарматии и Волго-Уралии Пачелмская океанская плита между ними была сжата в складку и погружена на уровень подошвы земной коры–верхов верхней мантии с последующим образованием в результате коллизии **Рязано-Саратовской сутурной зоны**.

На основании комплексного анализа материалов сейсмогравитационного моделирования вдоль профиля Тихвин–Пенза показана тектоническая картина формирования в палеопротерозое Центральнонорусской шовной зоны как структуры субдукционного и коллизионного процессов конвергентного сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы. Конвергенция континентальных блоков Фенноскандии и Волго-Уралии сопровождалась встречным перемещением подкорового вещества, утолщением слоя верхней мантии, поднятием поверхности Мохоровичича. В процессе субдукции (зондского типа) подкоровое вещество ассимилировало океанскую кору. Океанская кора была поддвинута под Волго-Уралию ниже

уровня подошвы земной коры. Последующая коллизия завершила формирование Центральнорусской шовной зоны.

В центре Восточно-Европейской платформы, в месте стыка одновременно всех трех сегментов – Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии – выделен своеобразный тектонический элемент – Слободский тектоно-геодинамический узел, в котором веерообразно сходятся магнитные и гравитационные аномалии, ранние авлакогены и Осницко-Микашевичский и Серпуховский вулканоплутонические пояса. Образование узла связывается с тектонофизическими процессами взаимодействия сжимающих напряжений, возбуждаемых глубоководными землетрясениями, с пересекающими их конвективными потоками мантийного вещества. Предполагается, что в конце архея–начале протерозоя в условиях сильного сжатия и высоких температур на глубинах более 300 км в конвективной мантийной среде образовалась астенолинза. Поскольку частицы пограничного слоя движутся медленнее общего конвективного потока, в астенолинзе образуются вихревые движения, в особенности интенсивные в ее центральной части. Эти движения в силу эффекта Магнуса создают втягивающую силу, перпендикулярную направлению конвективного течения мантии. Показано, что этот эффект вполне мог явиться причиной «омутообразного» затягивания вещества земной коры Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит в мантию.

Как установлено, процессы субдукции и коллизии на разных участках столкновения сегментов происходили по-разному, в зависимости от особенностей глубинной структуры литосферы сближающихся сегментов и движущих плиты тектонофизических механизмов. Однако пространственно тектонический результат для всех зон сочленения одинаков: узколинейные шовные зоны сопровождаются вулканоплутоническими поясами.

Выделение шовных зон и Слободского тектоно-геодинамического узла открывает новые перспективы минерагенического потенциала этих районов, так как в процессе перемещения горных пород на глубинные уровни переплавления докембрийских водонасыщенных карбонатно-силикатных осадков могут возникать алмазоносные магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Кудрявец И. Д., Старчик Т. А.* О тектонике Оршанской впадины и ее соотношении со структурами фундамента // Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48, № 1. С. 88–92.
- Айзберг Р. Е., Старчик Т. А.* Отображение детачмента на региональных профилях ГСЗ в Припятском палеорифте // Материалы совещания «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых». М., 2005. С. 5–8.
- Аксаментова Н. В.* Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск, 2002. – 175 с.
- Аксаментова Н. В., Данкевич И. В., Найденов И. В.* Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. АН Белоруссии. 1994. Т. 38, № 2. С. 93–98.
- Аксаментова Н. В., Найденов И. В.* Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и сопредельных территорий. Минск: ИГИГ АН БССР, 1990.
- Аксаментова Н. В., Найденов И. В.* Объяснительная записка к геологической карте кристаллического фундамента Белоруссии и прилегающих территорий. Минск: ИГИГ АН БССР, 1991. – 78 с.
- Аксаментова Н. В., Найденов И. В.* Тектоника кристаллического фундамента Белорусско-Прибалтийского региона / Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1984. С. 26–34.
- Анализ современного состояния и направление дальнейших геологоразведочных работ на алмазы в Беларуси // Материалы науч.-практ. совещания. Минск, 14–16 сентября 2005 г. Минск, 2005.
- Артемов М. Е., Кучериненко В. А., Кабан М. К.* Плотностные неоднородности подкорового слоя Северной Евразии // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 2. С. 3–13.
- Артюшков Е. А.* Физическая тектоника. М., 1993. – 456 с.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. Т. 1. М.-Л., 1947. – 415 с.
- Архипова А. А., Найденов И. В.* Гранитоиды раннего докембрия Беларуси: геодинамическая позиция и металлогения. Ст. 2. Гранитоиды Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны и Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса // Літасфера. 2001. № 2 (15). С. 65–73.
- Астапенко В. Н.* Земная кора и мантия территории Беларуси по магнитотеллурическим данным. Минск, 2012. – 207 с.
- Афанасьев Н. С., Груздев В. Н., Дубянский А. И.* и др. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным. Воронеж: Научная книга, 2012. – 326 с.
- Ахмятжанов Х. С., Каратаев Г. И., Кутуков А. В.* О связи геофизических аномалий с геологическим строением складчатых областей, обрамляющих Западно-Сибирскую низменность // Труды СНИИГГиМС. Новосибирск, 1961. Вып. 7. С. 17–24.
- Бибикова Е. В., Айзберг Р. Е., Найденов И. В., Грибик Я. Г.* Тектоническая позиция и возраст гранитоидов Суражской скважины (Оршанская впадина) // Докл. НАН Беларуси. 2009. Т. 53, № 2. С. 101–106.
- Богданова С. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1984. С. 16–25.

Богданова С. В. Тектоническое районирование кристаллической коры на западе Восточно-Европейского кратона: характеристика поясов и литологических (структурно-вещественных) комплексов // *Строение и динамика литосферы Восточной Европы*: ред. А. Ф. Морозов, Н. В. Межеловский, Н. И. Павленкова. Гл. 2. М.: ГЕОКАРТ, 2006. С. 226–233.

Бондаренко С. В. Воронежская свита как реперный структурно-вещественный комплекс в геодинамической модели формирования Воронежского кристаллического массива: Сайт геолого-географического факультета ДНУ: ggf-dnu.org.ua, 5 мая 2011 г.

Ваганов В. И., Голубев Ю. К., Минорин В. Е. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов // Вып. Алмазы. М.: ЦНИГРИ, 2002.

Варламов В. И., Фельдман А. А. и др. Прогнозно-поисковые системы для месторождений алмазов // *Отечественная геология*. 1995. № 3.

Веретенников Н. В., Корзун В. П., Корнейчук А. В. и др. Диатремы Беларуси / Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы // *Материалы науч.-практ. конф.* Минск, 1997. С. 101–102.

Гарецкий Р. Г. Модель строения литосферы по Центрально-Белорусскому геотрансекту // *Докл. НАН Беларуси*. 1999. Т. 43, № 1. С. 88–91.

Гарецкий Р. Г. Основные черты тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // *Актуальные проблемы геологии нефти и газа*. М.: Недра и газ, РГУ нефти и газа, 2005. С. 19–56.

Гарецкий Р. Г. Типы чехлов платформенных областей // *Докл. РАН*. 2004. Т. 397, № 4. С. 507–510.

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. Об изостатическом состоянии литосферы Беларуси // *Докл. НАН Беларуси*. 2005. Т. 49, № 5. С. 94–98.

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

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*. 2006. № 2(25). С. 93–102.

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., Каратаев Г. И. Слободский тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // *Літасфера*. 2009. № 2(31). С. 50–65.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И. Тектоно-геодинамический узел в центре Восточно-Европейской платформы // *Докл. НАН Беларуси*. 2009. Т. 53, № 1. С. 99–103.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И. Тектоно-геодинамическая модель сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы // *Літасфера*. 2011. № 1(34). С. 122–134.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. Минск, 2002. – 166 с.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Полоцко-Курземский пояс разломов // *Докл. НАН Беларуси*. 2002. Т. 46, № 6. С. 85–89.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // *Літасфера*. 2004. № 2(21). С. 10–27

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Данкевич И. В. Разломы консолидированной литосферы Беларуси по геофизическим данным // *Літасфера*. 2005. № 2(23). С. 59–70.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Нагорный М. А. Слободский тектоно-геодинамический узел // *Геология, поиски и освоение месторождений полезных ископаемых Беларуси*. Минск, 2007. С. 156–174.

Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Глубинное строение Припятского палеорифта // ДАН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1438–1442.

Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48–60.

Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Минск, 2001.

Геотраверс «Гранит» Восточно-Европейская платформа–Урал–Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С. Н. Кашубина. Министерство природных ресурсов РФ. Екатеринбург, 2002. – 310 с.

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Сер. аналит. обзоров: Очерки по региональной геологии России. Вып. 4. М., 2010. Т. 1. Т. 2. – 400 с.

Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:2500000, редукция Буге / Под ред. П. П. Степанова, М. А. Янушевич. М., 1991.

Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 8. С. 27–31.

Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской). М., 1976. – 271 с.

Гейко В. С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 6. С. 927–939.

Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л.: Недра, 1967. – 124 с.

Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Логинов И. М., Шкурченко И. Е. Новые результаты геотермических и электрических исследований Днепровской зоны современной активизации // Геофизический журнал. 2007. Т. 29, № 1. С. 115–121.

Дубянский А. И. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по данным взрывной сейсмологии. М.: Рос. гос. библиотека. – Diss. rsl. ru. – 2007.

Егоркин А. В. Геологическая информативность многоволнового ГСЗ на примере изучения севера Европейской части России // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 85–93.

Егоркин А. В. Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. № 4. – С. 25–31.

Жарков В. Н., Трубицын В. П. Физика планетарных недр. М., 1980. – 430 с.

Золотов Е. Е., Ракитов В. А. Строение коры и мантии Пачелмского авлакогена // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 94–97.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. – 328 с.

Каратаев Г. И. Геомеханическая характеристика Центрально-Белорусской зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45, № 3. С. 91–94.

Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Магнитное и гравитационное поля и структура фундамента Оршанской впадины // Геофизический журнал. 2006. Т. 28, № 5. С. 78–86.

Каратаев Г. И., Белов Ю. В. Мониторинг гравитационного поля территории Беларуси: результаты наблюдений и интерпретация // Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48, № 4. С. 83–86.

Каратаев Г. И., Голобоков С. В. Методика построения физико-геологического разреза по комплексу геофизических полей // Литасфера. 2003. № 2(19). С. 74–84.

Каратаев Г. И., Пашкевич И. К. Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. Киев: Наукова думка, 1986. – 168 с.

Карта аномального магнитного поля (ΔT)_а России, сопредельных государств (в границах бывшего СССР) и прилегающих акваторий, эпоха 1964.5 г. Масштаб 1:5000000 / Под ред. Т. П. Литвиновой. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

Карта аномального магнитного поля (ΔT)_а СССР, масштаба 1:2500000 / Под ред. З. А. Макаровой. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.

Краснопевцева Г. В., Шукин Ю. В. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С.73–84.

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

Конищев В. С. Тектонические критерии алмазности и перспективы поисков месторождений алмазов в Беларуси // Літасфера. 2004. №1(20). С. 77–92.

Костюченко С. Л. Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998.

Костюченко С. Л., Егоркин А. В., Солодилов Л. Н. Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 8–12.

Кудрявец И. Д., Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. и др. Региональное сейсмопрофилирование методом общей глубинной точки в оршанской впадине // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т. 47, № 6. С. 108–112.

Кузьмичев В. Е. Законы и формулы физики. Киев: Наукова думка, 1989. – 862 с.

Кузьменко Ю. Т. Схема тектонического районирования Центральной части Русской плиты. Масштаб 1:2 500 000. М.: Центр геологии литосферы, 1993.

Кузьменко Ю. Т. Тектоническая карта Центральных районов Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:2500000. 1987.

Кучай В. К., Караев Д. И. Мантийная инжекция и горизонтальные движения // Геология и геофизика. 1988. № 2. С. 3–13.

Ланцевич А. Г. Геохимия пород трубок взрыва Жлобинской седловины: Автореф. дис. ... канд. геол. мин. наук. Минск, 2005. – 21 с.

Леонов М. Г. Квазипластические потоки в литосфере Земли // Материалы XIV Междунар. конф. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Ч. 2. Петрозаводск, 2008. С. 14–17.

Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Кунина Н. М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. – 202 с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX / Под ред. **А. В. Чекунова**. Глава 1. Строение литосферы вдоль геотраверса III. Киев: Наукова думка, 1993. С. 8–76.

Мелихов В. Р., Пийп В. Б. Сейсмогравимагнитные модели фундамента центральной части Московской синеклизы. Геофизика XXI столетия: 2001 г. Сб. тр. Четвертые геофизические чтения им. В. В. Федынского. М.: Научный мир, 2001. С. 38–42.

КМПВ на геотраверсах / Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных Мелихов В. Р., Пийп В. Б., Селеменев С. И. Комплексирование гравиразведки и сейсморазведки ГСЗ-недр: прошлое, настоящее, будущее. Сб. науч. тр. под ред. В. К. Хмелевского. М.: МГУ, 2004.

Мелихов В. Р., Селеменев С. И. Тектонические причины и механизмы образования рифтогенных структур Московской синеклизы. Сб. тр. Восьмые геофизические чтения им. В. В. Федынского. М., 2006. С. 76–77.

Мици М. В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.

Монин А. С., Сорохтин О. Г. О затягивании осадков на большие глубины под континенты // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 3. С. 583–586.

Найденков И. В. Возможные генетические типы тантал-ниобиевого оруденения в кристаллическом фундаменте Беларуси / Вещественный состав и рудоносность кристаллического фундамента Беларуси. Минск: ИГН АН Беларуси, 1997. С. 54–66.

Найденков И. В. Смолевичско-Дрогичинская зона – структура шовного типа в кристаллическом фундаменте Беларуси // Літасфера. 1998. № 8. С. 83–91.

Найденков И. В., Деревянкин Ю. А. Перспективы обнаружения платиноидов в кристаллическом фундаменте Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2000. Т. 44, № 4. С. 91–94.

Найденков И. В., Деревянкин Ю. А., Архипова А. А. и др. Перспективная оценка Околовского железорудного месторождения на сопутствующие полезные компоненты // Природные ресурсы. 1996. № 1. С. 89–97.

Нагорный М. А. Геодинамические условия образования палеорифтов Восточно-Европейской платформы // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы: Сб. науч. тр. / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск, 1994. С. 106–111.

Нагорный М. А., Николаев В. Г. Квазиплатформенный чехол запада и центра Восточно-Европейского кратона // Літасфера. 2003. № 1(18). С. 14–20.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. – 863 с.

Надежка Л. И. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива / В кн.: Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Под ред. А. В. Чекунова. Киев, 1989. С. 121–135.

Надежка Л. И., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. И., Семенов А. Е., Ипполитов О. М., Пивоваров С. П., Сафронич И. Н. и др. Некоторые глубинные неоднородности литосферы и современная сейсмичность Воронежского кристаллического массива / Материалы 14-й Междунар. конф.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Ч. 2. Петрозаводск, 2008. С. 70–73.

Назарян А. Н., Пийп В. Б. Характер сочленения Московской синеклизы и Воронежской антеклизы по данным сейсмических исследований на профиле Кумпянск–Тума–Кинешма. Геофизика XXI век: 2005 г., М.: Научный мир, 2005.

Нацыянальны атлас Беларусі. Мінск, 2002.

Ненахов В. М., Бондаренко С. В. Тектоническая эволюция Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2011. № 4. С. 43–59.

Никитин Е. А., Дроздов В. А. и др. Перспективы алмазности территории Беларуси / Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы: Материалы науч.-практ. конф. Минск, 1997.

Оровецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. Киев, 1990. – 170 с.

Оровецкий Ю. П. Мантийный диапиризм и геодинамическая модель Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 7. С. 20–23.

Оровецкий Ю. П. Эндогенно-геодинамическая модель развития Восточно-Европейской платформы в докембрии // Геофизический журнал. 1993. Т. 15. № 6. – С. 44–53.

Оровецкий Ю. П., Коболев В. П. Горячие пояса Земли. Киев, 2006. – 311 с.

Рудицын М. Н., Артемов П. Я., Любошиц М. И. Справочное пособие по сопротивлению материалов. Минск, 1970. – 628 с.

Основные проблемы геологического строения Русской плиты / Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1979. – 120 с.

Павлинов В. Н., Соколовский А. К. Структурная геология и геологическое картирование. М., 1990. – 318 с.

Палеотектоника Белоруссии / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1983. – 180 с.

Пашкевич И. К., Марковский В. С., Орлюк М. И., Елисеева С. В., Мозговая А. П., Таращан С. А. Магнитная модель литосферы Европы. Киев.: Наукова думка, 1990. – 168 с.

Разломы земной коры Беларуси / Под ред. Р. Е. Айзберга. Минск: Красико-Принт, 2007. – 371 с.

Селеменев С. И. Структура земной коры центральной части Русской платформы по комплексу геолого-геофизических данных: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2006. – 185 с.

Селеменев С. И. Структура земной коры Центральной части Русской платформы по комплексу геолого-геофизических данных: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2006. – 25 с.

Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наукова думка, 1986. – 184 с.

Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Койфман Л. И., Рябчун Л. И. Строение земной коры и верхней мантии района Черниговского гравитационного максимума // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. Киев, 1987. С. 92–97.

Солодилова В. В. Геологическое строение и вещественный состав пород рудьянской толщи Белорусского массива // Літасфера. 1998. № 8. С. 75–83.

- Сорохтин О. Г.* Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов. М.: ВИЭМС, 1985. – 48 с.
- Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О.* Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1996. – 145 с.
- Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О.* Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. – 259 с.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли университет. М.: МГУ, 1991. – 446 с.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Природа тектонической активности Земли // Итоги науки и техники. Физика Земли. Т. 12. М., 1993. – 291 с.
- Степин П. А.* Сопротивление материалов. М., 1964. – 399 с.
- Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Под ред. А. Ф. Морозова, Н. В. Межеловского, Н. И. Павленковой. Гл. 2. М.: ГЕОКАРТ, 2006. С. 226–233.
- Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Наука, 1974. – 400 с.
- Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:1000000. Ред. А. В. Чекунов. Киев, 1992.
- Таран Л. Н., Дистлер В. В., Варакса В. В.* Перспективы платиноносности высокоуглеродистых пород проявления «Пуховщина» (юго-восточная часть Белорусского кристаллического массива) // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т.45, № 5. С. 106–109.
- Тарков А. П.* Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М.: Недра, 1974. – 172 с.
- Тектоника Беларуси / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1976. – 198 с.
- Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск: Наука і тэніка, 1990. – 166 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справ. геофизика. / Под ред. Н. Б. Дортман. М.: Недра, 1976. – 527 с.
- Хомич П. З., Никитин Е. А., Гришко А. И.* и др. Новая кимберлит-лампроитовая провинция на западе Восточно-Европейской платформы и направление геологоразведочных работ по оценке ее алмазоносности / Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск, 1990.
- Хомич П. З., Никитин Е. А., Гришко А. И.* и др. Новая область развития кимберлитового магматизма на западе Восточно-Европейской платформы // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37, № 1. С. 83–86.
- Хаин В. Е.* Региональная тектоника. Океаны. Синтез. М., 1985. – 292 с.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. – 476 с.
- Хераскова Т. Н., Волож Ю. А., Андреева Н. К., Воронцов А. К., Каграманян Н. А.* и др. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея – раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов / Геологический вестник центральных районов России. 2001. № 1.
- Чамо С. С., Ефимкин Н. С., Борисова Т. Г.* и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы // Бюлл. МОИП отд. геол. 1971. Т. 45, вып. 5. С. 27–35.
- Чернышев Н. М., Ненахов В. М.* Геодинамические особенности становления континентальной коры Курского и Хоперского мегаблоков Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы Междунар. конф. Воронеж, 2002. С. 143–144.
- Чернышев Н. М., Ненахов В. М., Лебедев И. П., Стрик Ю. Н.* Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.
- Чупров В. В.* Шовные долгоживущие глубинные разломы как главные рудоносные структуры докембрия // Металлогения раннего докембрия СССР. Л., 1984. С. 87–103.
- Чекунов А. В.* Эволюция тектоносферы Юго-Восточной Европы // Тектоносфера Украины. Киев, 1989. С. 4–17.
- Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д.* Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. – 46 с.

Юров Ю. Г. Результаты глубинных сейсмических зондирований вдоль профиля Близнецы–Купянск–Воркута // Глубинное строение Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977. С. 88–108.

Bogdanova S. V. Segments of the East European Craton // EUROPROBE in Jablonna 1991. Eds. D. G. Gee, M. Beskholmén. Warszawa: Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. 1993. P. 33–38.

Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Garetsky R. G. Europe / East European Craton // Encyclopedia of Geology. Elsevier. 2005. Vol. 2. P. 34–49.

Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Gorbatshev R., Orlyuk M. I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 1–21.

Garetsky R. G., Karatayev G. I., Zlotski G., Astapenko V. N., Belinsky A. A., Terletsky V. V. and Eurobridge 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. Vol. 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. Vol. 358. P. 97–120.

Sharp W. E. A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 21. P. 351–354.

Shchipansky A. A., Bogdanova S. V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 109–125.

Thibo H., Janik T., Omelchenko V. D. et al. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EURUBRIDGE'97 profile // Tectonophysics. 2003. Vol. 371. P. 41–79.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Краткие сведения о тектонике фундамента Восточно-Европейской платформы	6
Глава 2. Конвергенция Фенноскандии и Сарматии	10
2.1. Строение Центральнобелорусской шовной зоны.....	10
2.1.1. Геологическое строение.....	10
2.1.2. Глубинное строение литосферы Центральнобелорусской шовной зоны	17
2.2. Тектоно-геодинамическая модель Центральнобелорусской шовной зоны ...	30
Глава 3. Конвергенция Сарматии и Волго-Уралии	38
3.1. Геологическая и геофизическая характеристика Рязано-Саратовской шовной зоны	38
3.2. Тектоно-геодинамическая модель Рязано-Саратовской шовной зоны.....	56
Глава 4. Конвергенция Фенноскандии и Волго-Уралии	59
4.1. Геологическая и геофизическая характеристика Центральнорусской шовной зоны	59
4.2. Тектоно-геодинамическая модель Центральнорусской шовной зоны	65
Глава 5. Слободский тектоно-геодинамический узел конвергенции Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии	67
5.1. Строение и геофизическая характеристика	67
5.2. Тектонофизическая модель формирования Слободского тектоно-геодинамического узла	77
Глава 6. Шовные зоны и полезные ископаемые	84
6.1. Миграция Центральнобелорусской (Смолевичско-Дрогичинской) шовной зоны и перспективы ее рудоносности	85
6.1.1. Прогнозируемые рудные формации	85
6.1.2. Перспективы рудоносности породных комплексов Центральнобелорусской (Смолевичско-Дрогичинской) шовной зоны	95
6.2. Центральнобелорусская шовная зона как индикатор прогноза алмазности.....	100
Заключение	110
Литература	113

Научное издание

Гарецкий Радим Гаврилович,
Каратаев Герман Иванович

**ШОВНЫЕ ЗОНЫ ФЕННОСКАНДИИ,
САРМАТИИ И ВОЛГО-УРАЛИИ**

Редактор *Я. В. Рощина*
Художественный редактор *Т. Д. Царева*
Технический редактор *О. А. Толстая*
Компьютерная верстка *Ю. А. Агейчик*

Подписано в печать 04.11.2014. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 9,91+1,79 вкл. Уч.-изд. л. 11,0. Тираж 100 экз. Заказ 187.

Издатель и полиграфическое исполнение:
Республиканское унитарное предприятие «Издательский дом «Беларуская навука».
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя, распространителя
печатных изданий № 1/18 от 02.08.2013. Ул. Ф. Скорины, 40, 220141, г. Минск.

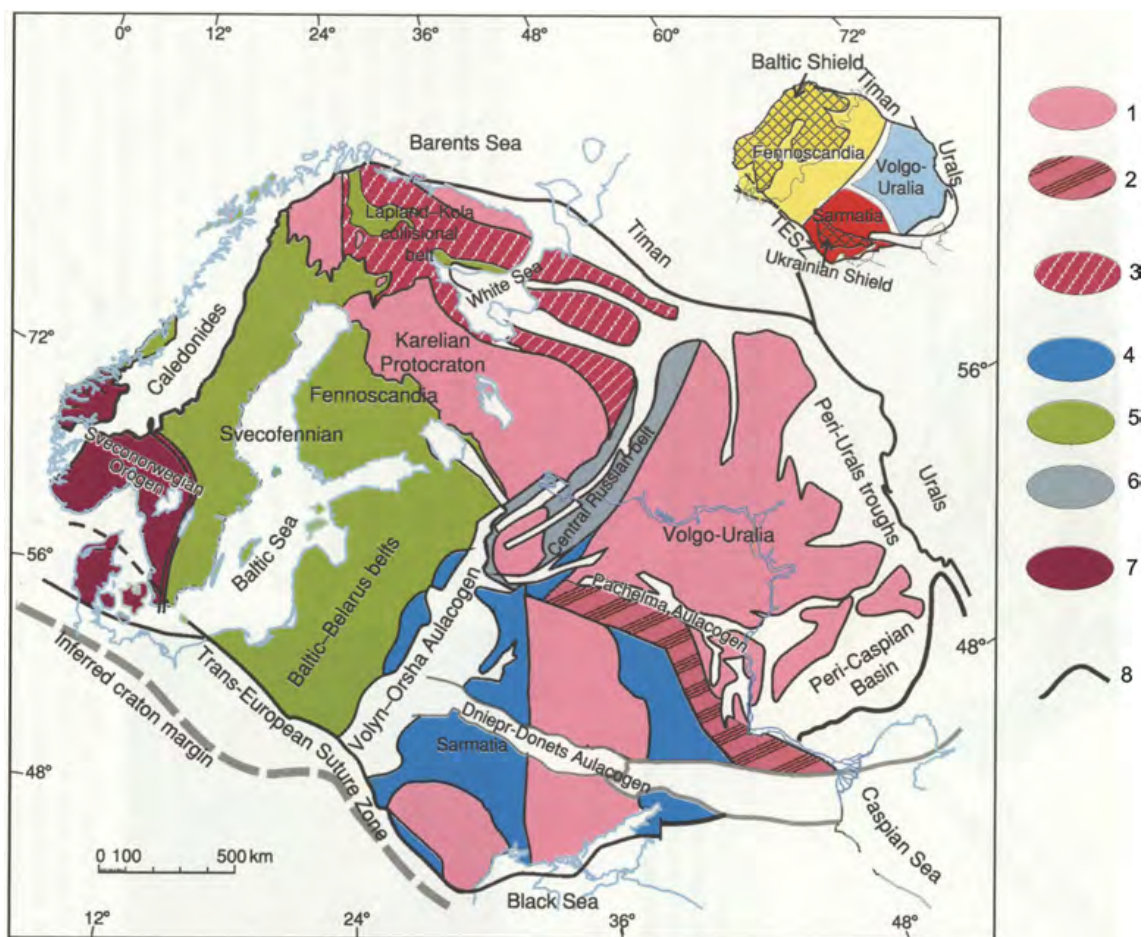


Рис. 1.1. Тектоническая карта Восточно-Европейского кратона (Vogdanova et al., 2005): 1 – архейская кора 3,7–2,6 Ga; 2 – архейская кора, переработанная в палеопротерозое – коллизонная зона между Волго-Уралией и Сарматией; 3 – архейская кора Фенноскандии, переработанная в палеопротерозое – Лапландско-Кольский коллизонный пояс; 4 – палеопротерозойская кора в Сарматии 2,2–2,0 Ga; 5 – палеопротерозойская кора в Фенноскандии 2,0–1,6 Ga; 6 – архейская и палеопротерозойская кора, переработанная между 1,8 и 1,6 Ga; 7 – палеомезопротерозойская кора, переработанная в период 1,2–0,95 Ga – Свеконорвежский ороген; 8 – границы кратона

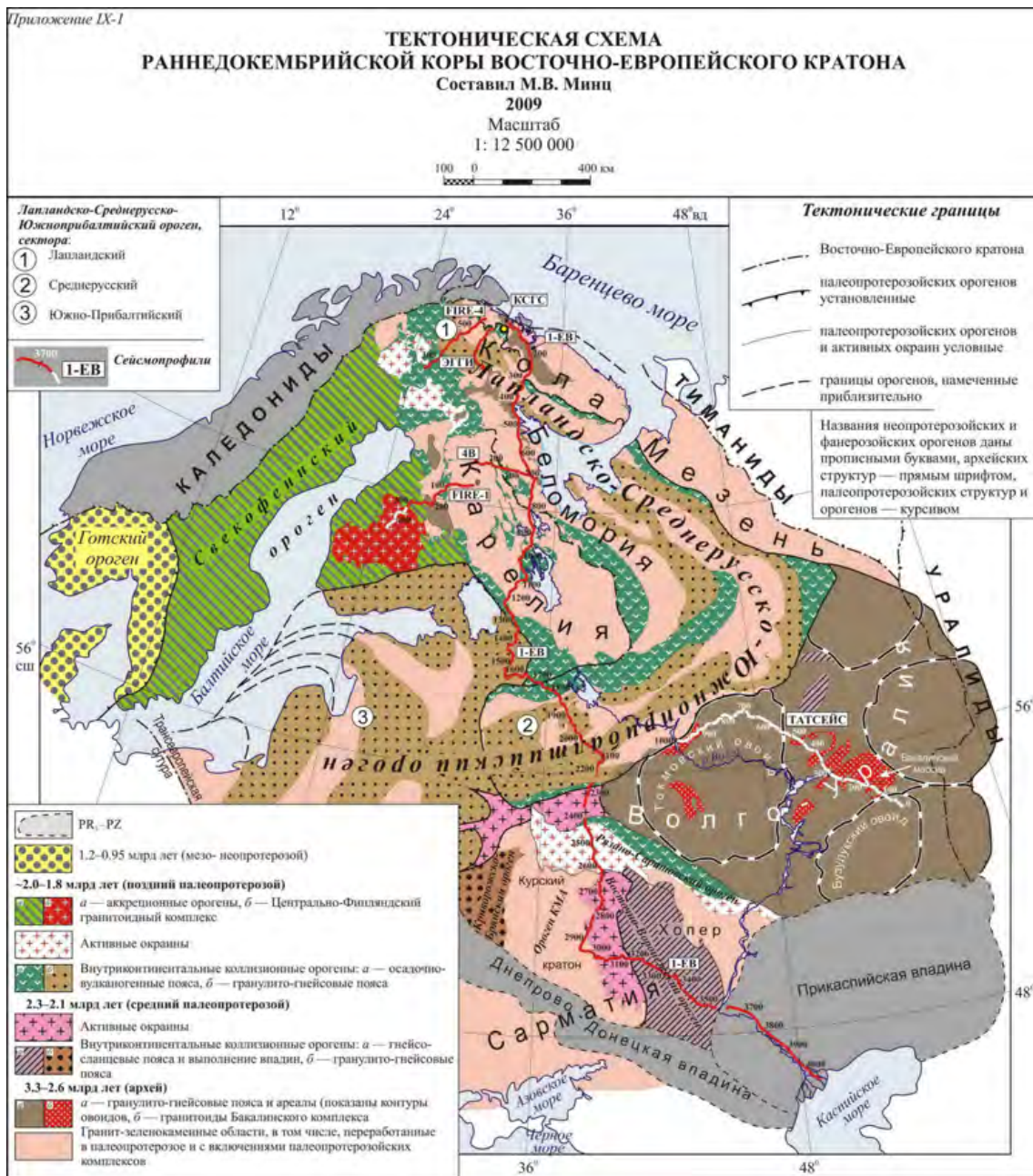


Рис. 1.3. Тектоническая схема раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (Минц, 2010)

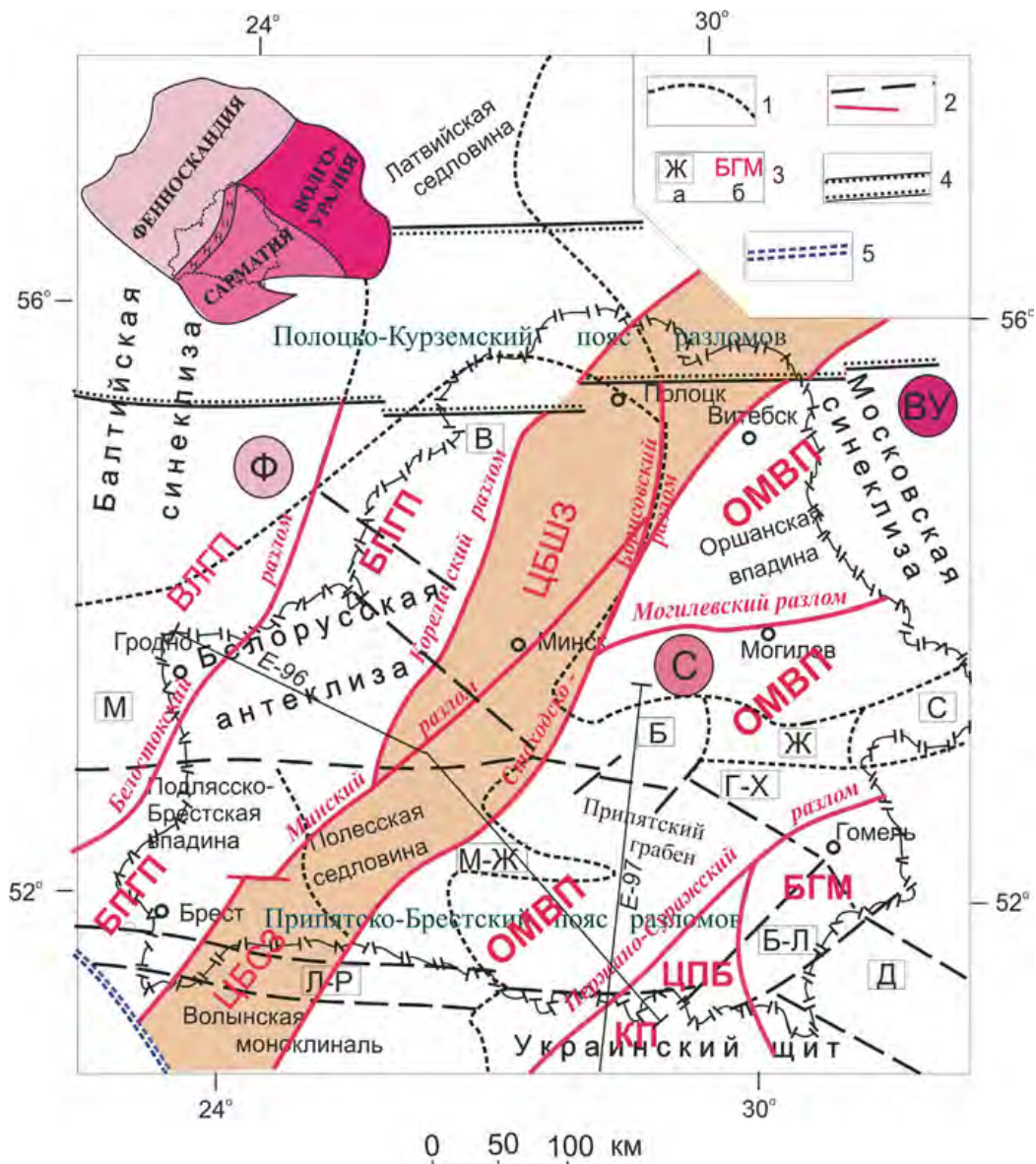


Рис. 2.5. Тектоническая карта фундамента Беларуси (по Н. В. Аксаментовой, 2001; с изменениями и дополнениями Р. Г. Гарецкого и Г. И. Каратаева): 1 – контуры структур платформенного чехла; 2 – разломы: а – платформенные, б – в фундаменте; 3 – названия структур: а – платформенных: погребенные выступы: Б – Бобруйский, М – Мазурский, М-Ж – Микашевичско-Житковичский, С – Суражский, В – Вилейский; Л-Р – Луковско-Ратновский горст; Д – Днепровский грабен; Б-Л – Брагинско-Лоевская седловина; Г-Х – Городокско-Хатецкая ступень; б – структур фундамента: сегменты: Ф – Фенноскандинавский, С – Сарматский, В-У – Волго-Уральский; гранулитовые пояса: ВЛГП – Восточно-Литовский, БПГП – Белорусско-Прибалтийский; гранулитовые массивы: БГМ – Брагинский; ЦБШЗ – Центральнобелорусская шовная зона; ОМВП – Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс; ЦПБ – Центральнопriпятский блок; КП – Коростенский плутон; 4 – границы Полоцко-Курземского пояса разломов; 5 – краевой шов Восточно-Европейской платформы (линия Тейссейра–Торнквиста); Е-96 и Е-97 – геотрансекты ГСЗ Евробридж-96 и -97

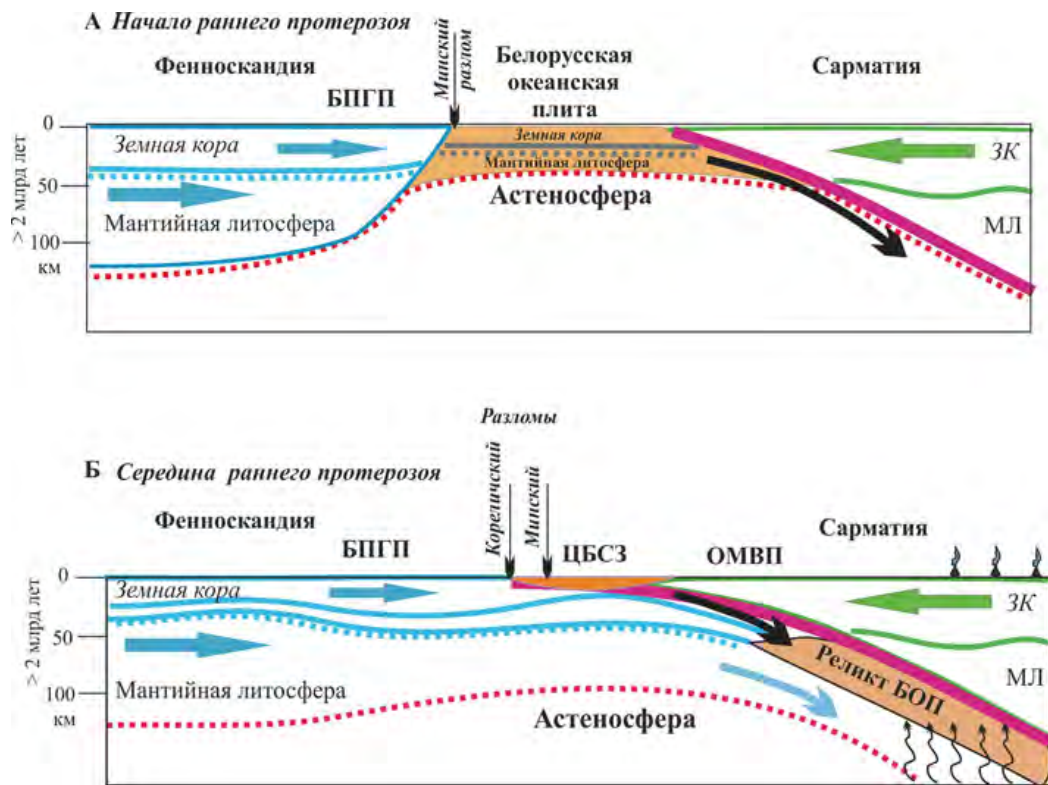


Рис. 2.14. Схема развития субдукционного процесса в Центральнoбелорусской шовной зоне: А – начало раннего протерозоя; Б – середина раннего протерозоя; БПГП – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, БОП – Белорусская океанская плита, ЗК – земная кора, МЛ – мантийная литосфера

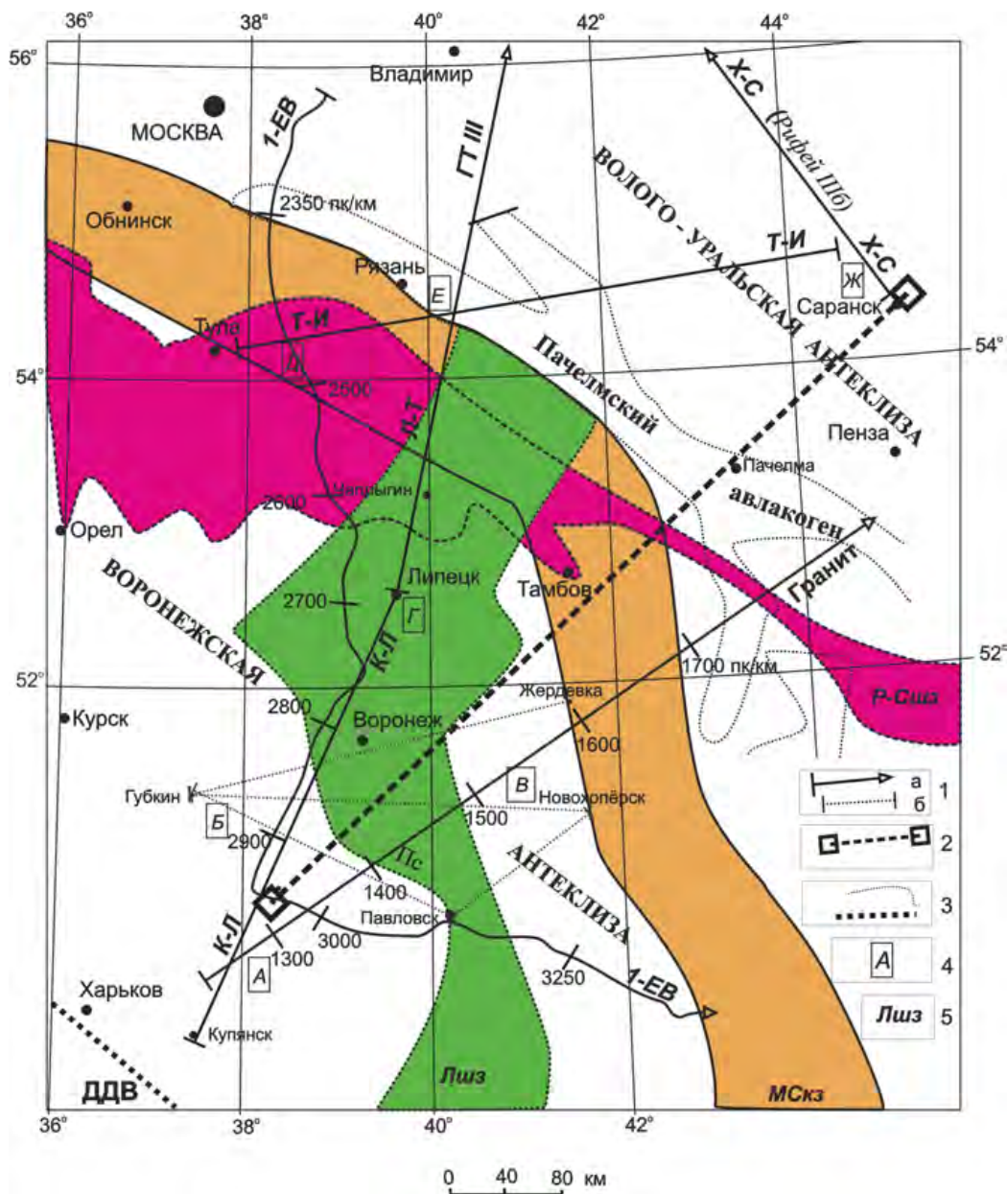


Рис. 3.4. Пространственное сопоставление Межсегментной коллизионной зоны, Лосевской и Рязано-Саратовской шовных зон и обеспеченность территории исследования материалами глубинных сейсмических зондирований: 1 – фрагменты профилей ГСЗ и их названия: а – профили ГСЗ, выполненные по классической методике (К-Л – Купянск–Липецк, Л-Т – Липецк–Тула, Х-С – Харовск–Саранск, Т-И – Тула – р. Инсар, ГТ III – геотраверс III Черное море–Воркута, 1-ЕВ – опорный профиль ГСЗ Кольская СГ-3 – Воронеж–Туапсе), б – профили ГСЗ, отработанные от карьерных взрывов; 2 – профиль физико-геологического моделирования разреза литосферы Воронеж–Пачелма; 3 – контуры геологических структур; 4 – номера сейсмоплотностных колонок разреза (см. рис. 3.5); 5 – названия шовных зон: МСкз – Межсегментная коллизионная зона, Р-Сшз – Рязано-Саратовская шовная зона, Лшз – Лосевская шовная зона

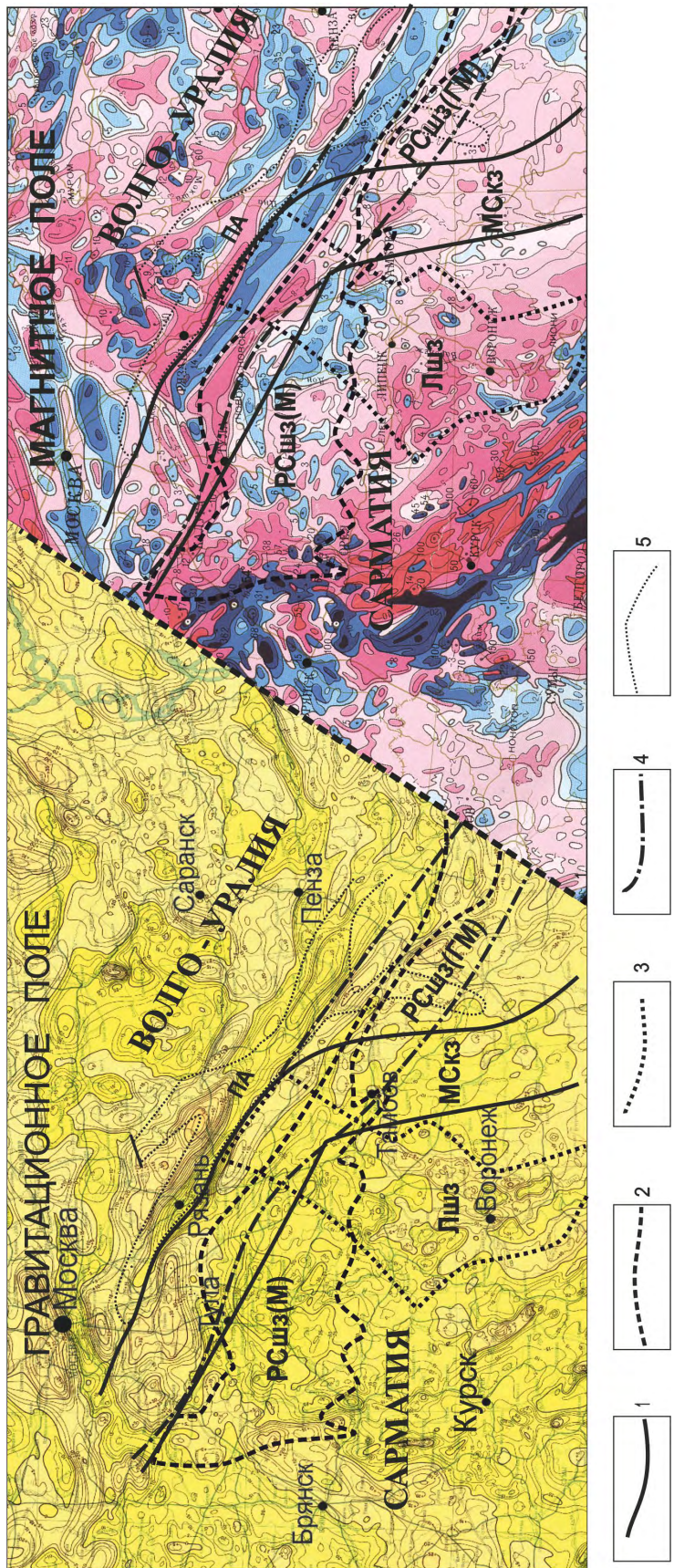


Рис. 3.13. Пространственное расположение шовных зон в гравитационном и магнитном аномальных полях. Контурь: 1 – Межсегментной коллизийной зоны; 2 – Рязано-Саратовской шовной зоны по (Минц, 2010); 3 – Лосевской шовной зоны; 4 – Рязано-Саратовской шовной зоны по интерпретации гравитационного и магнитного полей; 5 – Пачелмского авлакогена

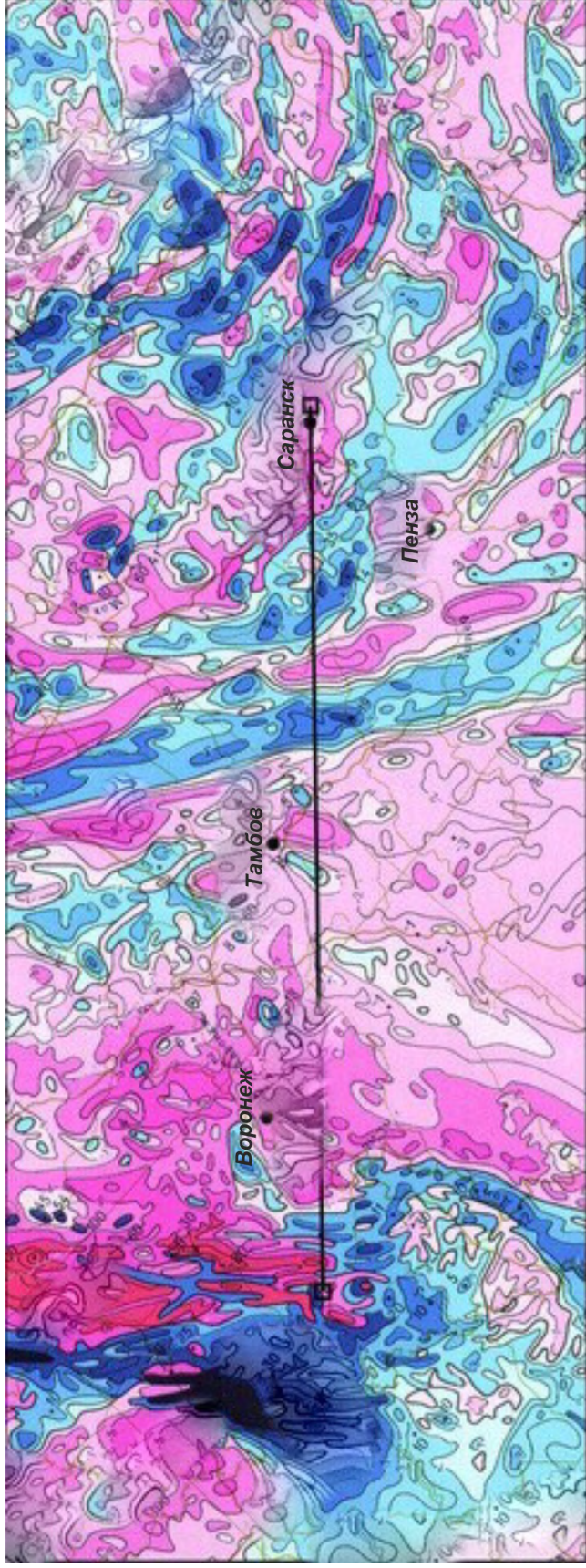


Рис. 3.16. Коридор магнитного поля вдоль профиля комплексного сейсмогравитационного моделирования Воронеж–Пачелма

Рис. 3.17. Сейсмоплотностная модель по профилю Воронеж–Пачелма: 1 – материалы сейсмогравитационного моделирования по отдельным профилям ГСЗ; а – названия сейсмоплотностных колонок (см. рис.3.5), б – сейсмоплотностные границы в коре, в – граница Мохо, г – значения плотностей, г/см³; 2 – сейсмические данные: а – фрагмент сейсмического разреза Кулянк–Липецк и значение сейсмической скорости, км/с, б – фрагмент сейсмического разреза геотрансекта Гранит и значение сорости сейсмических волн, в – глубинные разломы; 3 – данные сейсмогравитационного моделирования: а – возмущающие тела, б – аномальные плотности возмущающих тел, в – значения плотностей, г/см³. Характеристика вещественного состава основных слоев земной коры по (Схема глубинного..., 1992): ГС, ДС – преимущественно развиты соответственно гранитный и диоритовый слои, ув – увеличенная, ум – уменьшенная плотность верхних слоев земной коры. Сокращенные названия геологических структур: ПА – Пачелмский авлакоген, Л-Лп – Липецко-Лосевский пояс

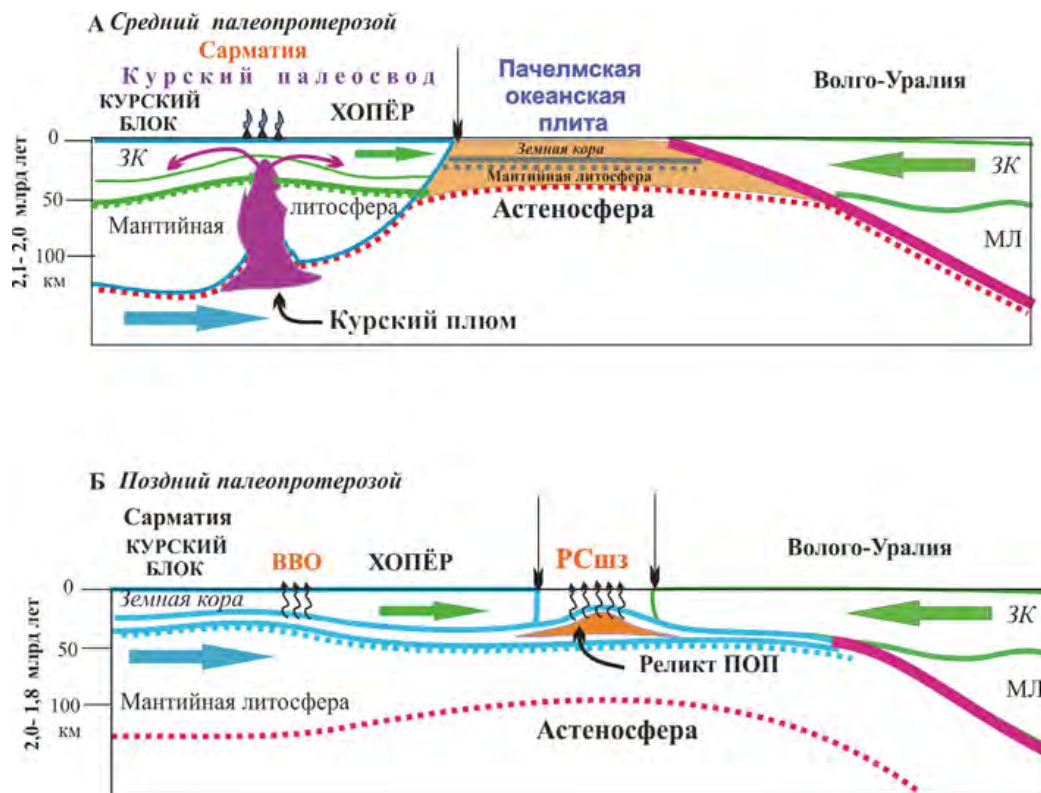


Рис. 3.19. Схема развития субдукционно-коллизийного процесса в зоне сочленения Сарматии и Волго-Уралия по Р. Г. Гарецкому и Г. И. Каратаеву: А – в начале протерозоя; Б – в середине раннего протерозоя; ПОП – Пачелмская океанская плита; ЗК – земная кора; МЛ – мантийная литосфера; ВВО – Восточно-Воронежский ороген; РСшз – Рязано-Саратовская шовная зона

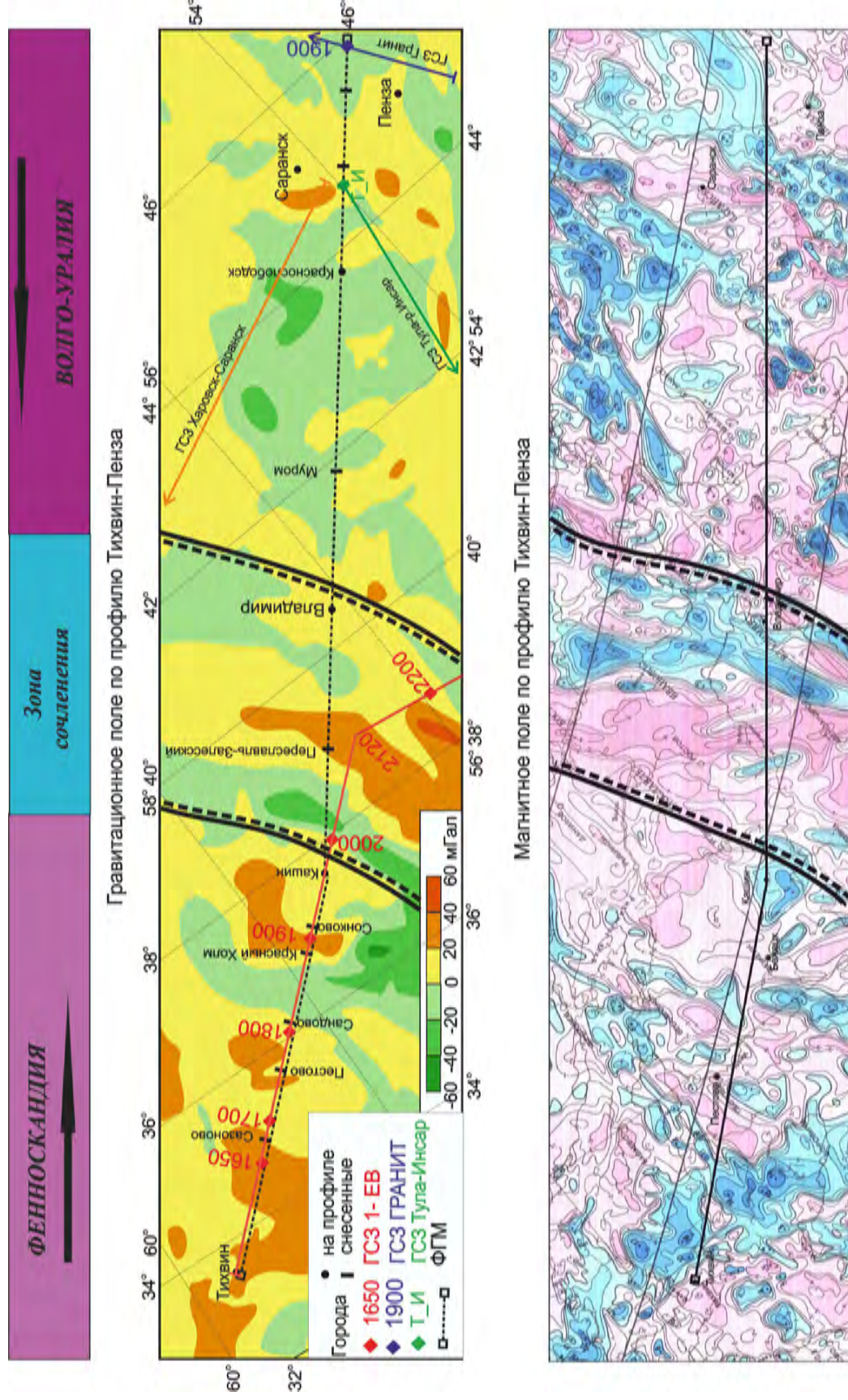


Рис. 4.3. Гравитационное и магнитное поля по коридору интерпретации вдоль профиля физико-геологического моделирования Тихвин–Пенза

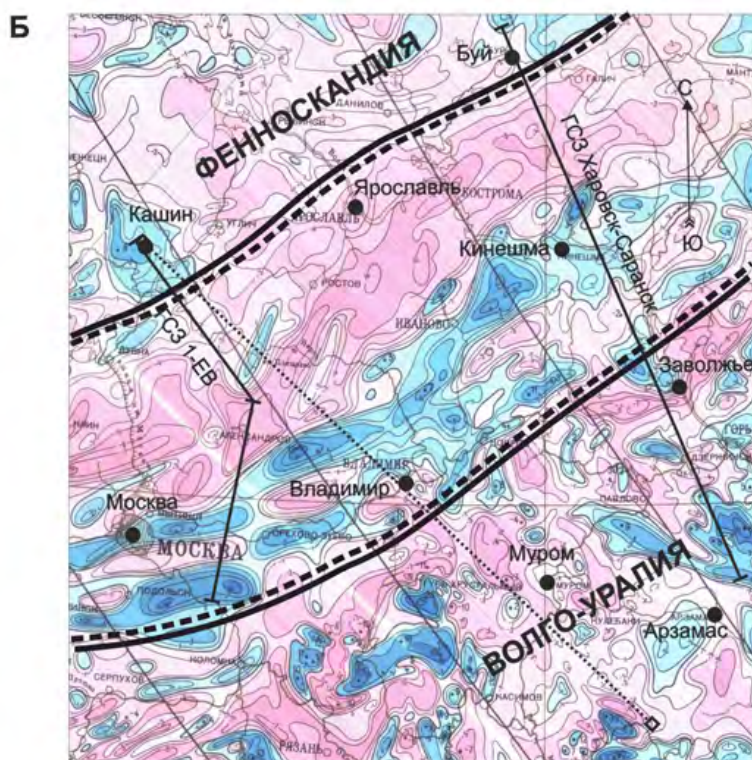
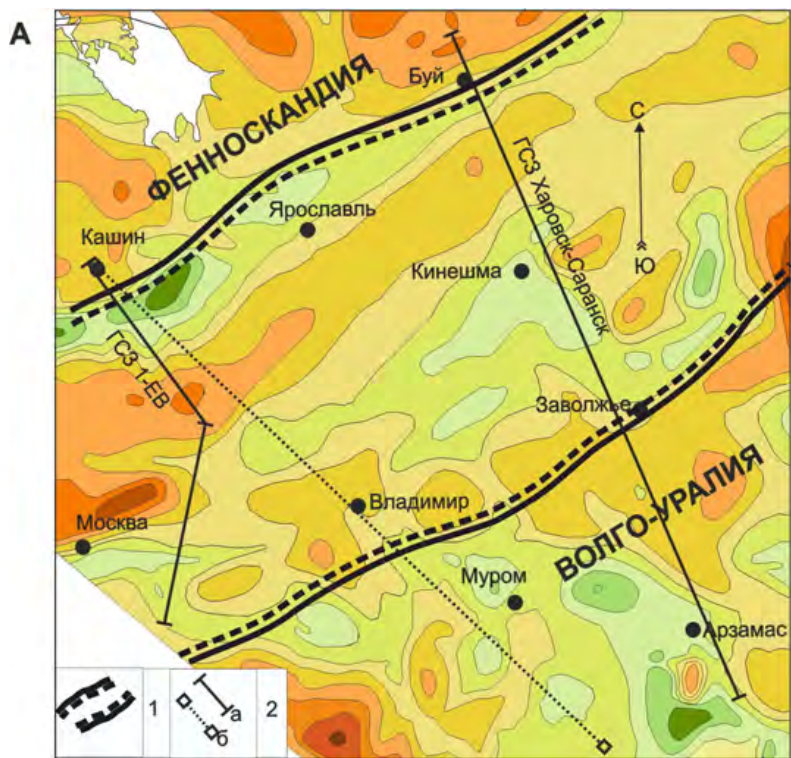


Рис. 4.5. Гравитационное (А) и магнитное (Б) поля в зоне сочленения сегментов Фенноскандии и Сарматии: 1 – границы зоны сочленения сегментов; 2 – фрагменты профилей: а – ГСЗ 1-ЕВ, Харовск–Саранск, б – ФГМ Тихвин–Пенза

ВОЛГО-УРАЛИЯ

ФЕННОСКАНДИЯ

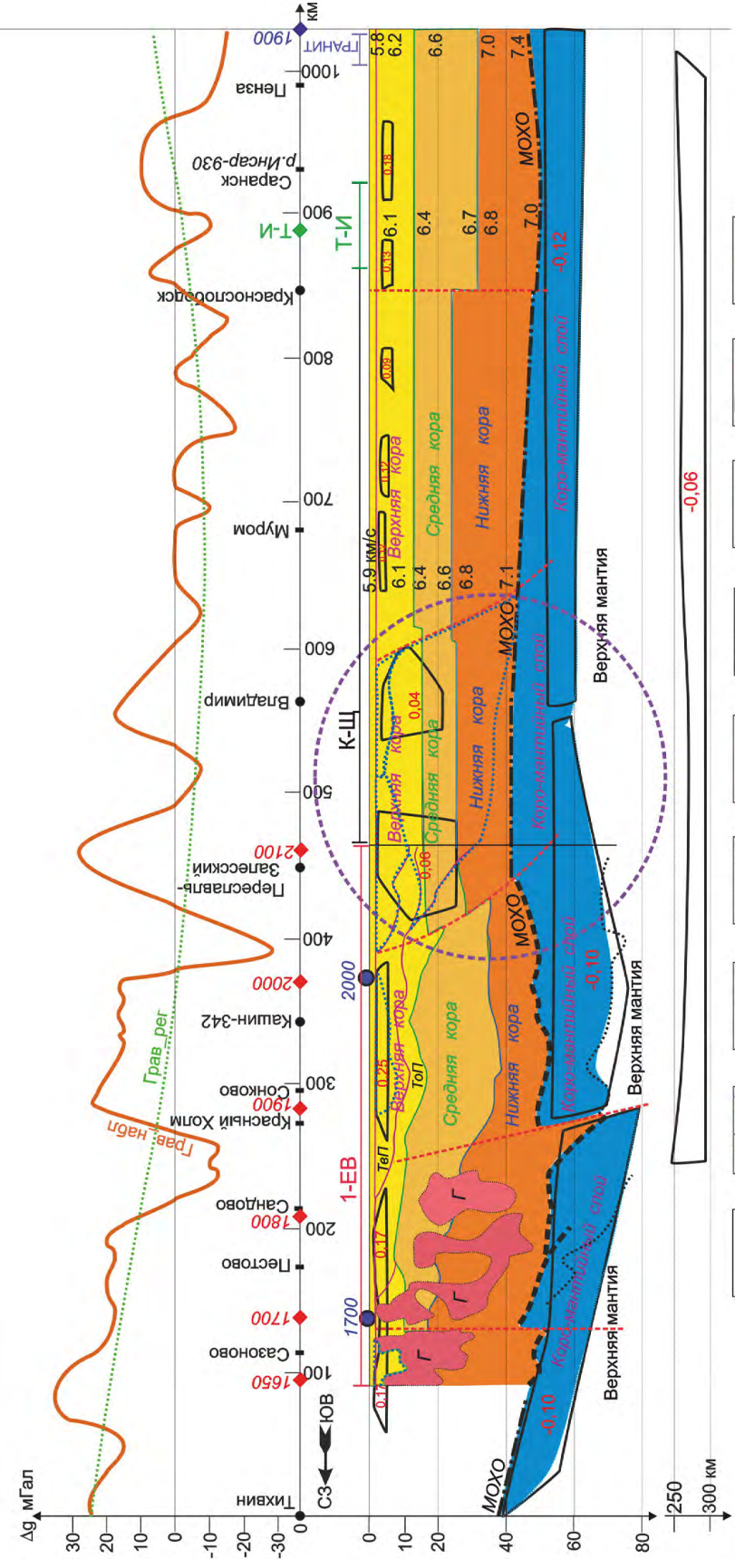
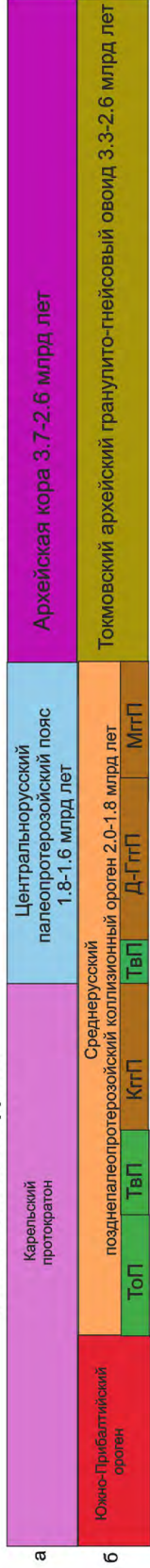


Рис. 4.8. Сейсмоплотностной разрез тектоносферы вдоль профиля ФГМ Тихвин–Пенза: 1 – тектоническая картина вдоль профиля сейсмогра-
витационного моделирования: *a* – по S. V. Bogdanova et al. (2005); *b* – по М. В. Минцу (Глубинное..., 2010); ТоП – Тотьминский осадочно-вулка-
ногенный пояс, ТвП – Тверской метаосадочный пояс; Гранулитогнейсовый пояс: КгтП – Кашинский, Д-ГгтП – Дмитрово–Галический, МгтП –
Московский; 2 – данные ГСЗ: *a* – 1-ЕВ, по М. В. Минцу (Глубинное..., 2010), *b* – К-Щ по Г. В. Краснопецевой и Ю. К. Щукину (2000), *в* – Г-И
(Тула–р. Инсар), по Е. Е. Золотову и В. А. Ракизову (2000), *г* – по геотраверсу Гранит (2002); 3 – граница Мохоровичича: *a* – по данным ГСЗ,
b – по данным сейсмоплотностного моделирования; 4 – граница коромангтийного слоя: *a* – по данным ГСЗ, *b* – по данным сейсмоплотностного
моделирования; 5 – контуры гранулитогнейсовых поясов (по М. В. Минцу, Глубинное..., 2010); 6 – Г – гранитоиды, ТоП, ТвП (см. выше);
7 – значения продольных скоростей сейсмических волн, км/с; 8 – плотностные тела и значения их аномальной плотности, г/см³; 9 – область
сочленения Фенноскандинавского и Волго-Уральского сегментов

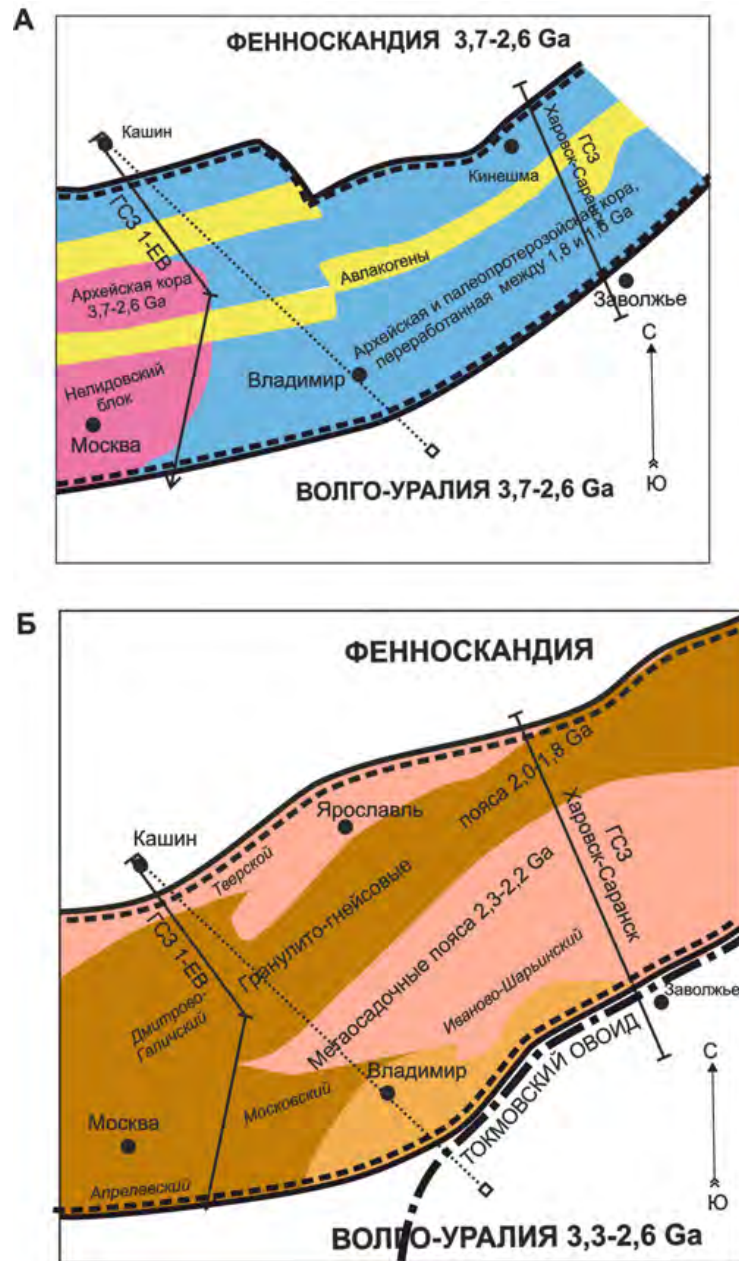


Рис. 4.6. Фрагменты тектонических карт в зоне сочленения сегментов Фенноскандии и Волго-Уралии: *А* – Центральнорусский пояс архейской и палеопротерозойской коры, переработанной между 1,8 и 1,6 Ga (по Bogdanova et al., 2005); *Б* – Центральнорусская шовная зона – часть Среднерусского сектора Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена позднего палеопротерозоя – 2,0–1,8 Ga (по М. В. Минцу, Глубинное..., 2010) с изменением северо-западной границы зоны сочленения сегментов Фенноскандии и Волго-Уралии

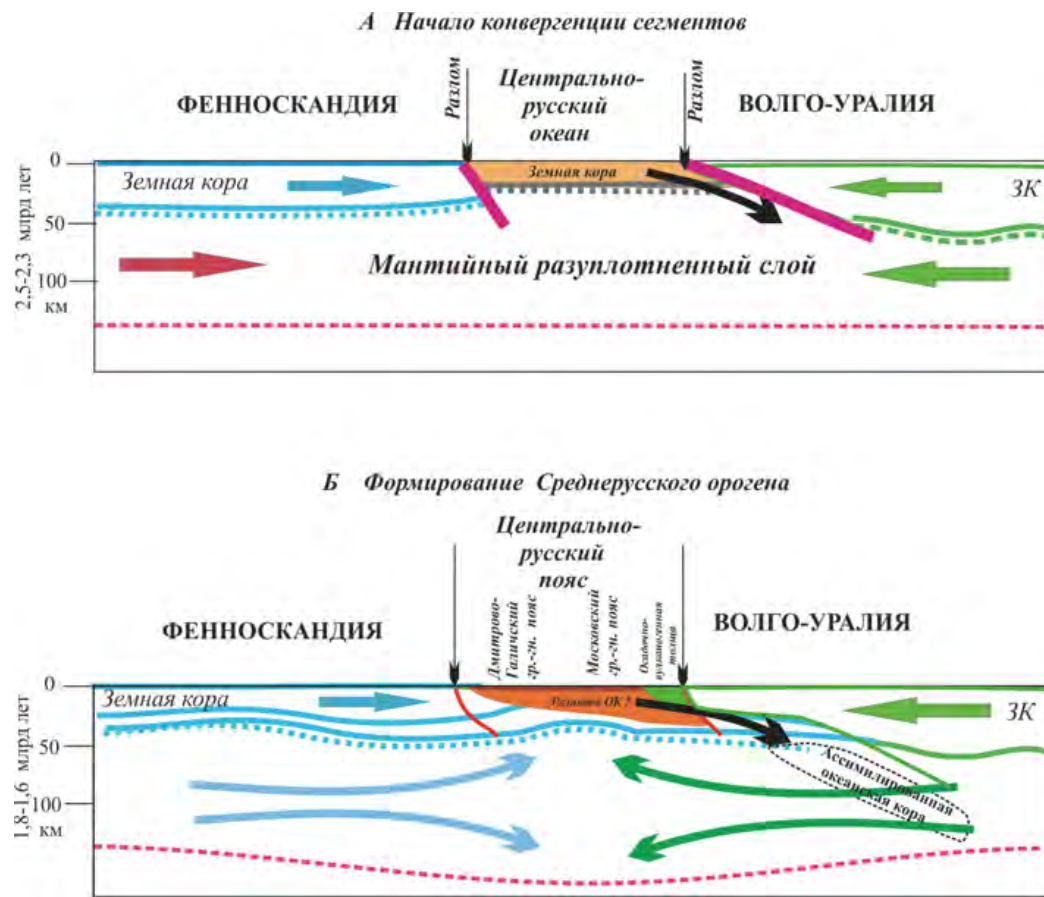


Рис. 4.10. Схема процессов субдукции и коллизии Фенноскандинавского и Волго-Уральского сегментов

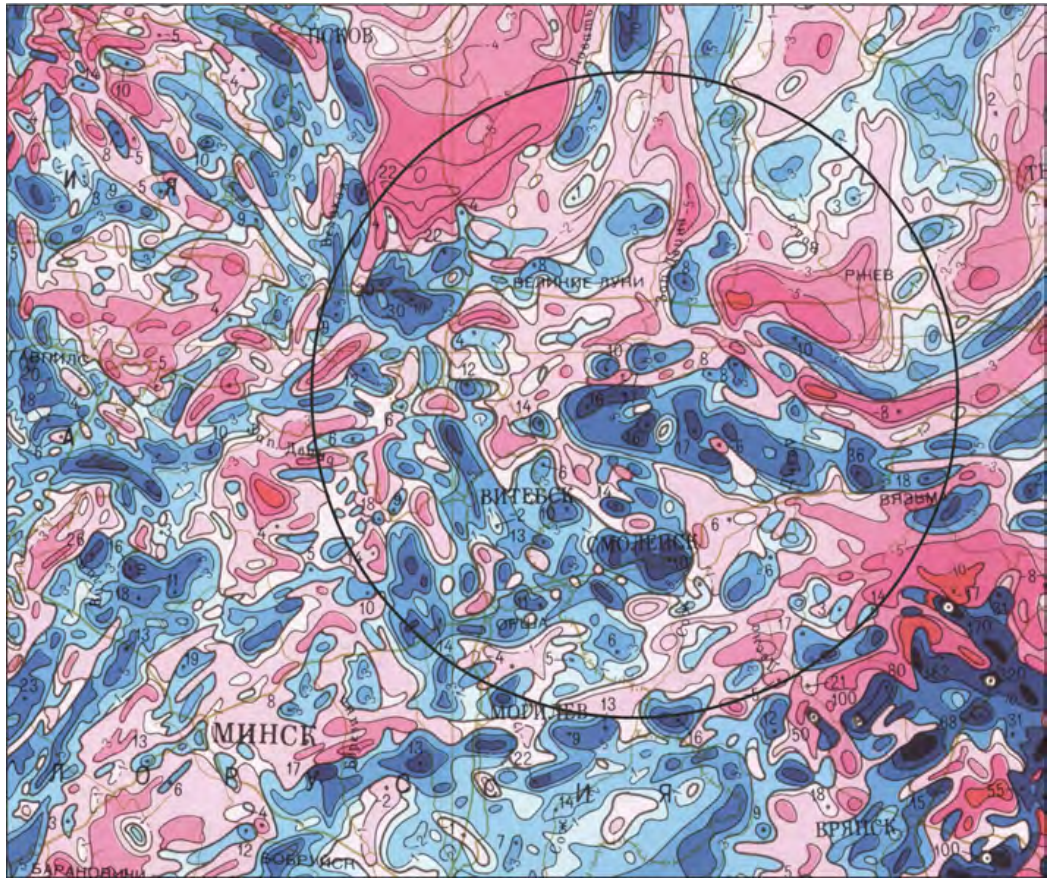


Рис. 5.1. Аномальное магнитное поле Слободского тектоно-геодинамического узла и соседних территорий Русской плиты (фрагмент карты аномального магнитного поля Европы, редакторы Т. Н. Симоненко, И. К. Пашкевич, 1990)

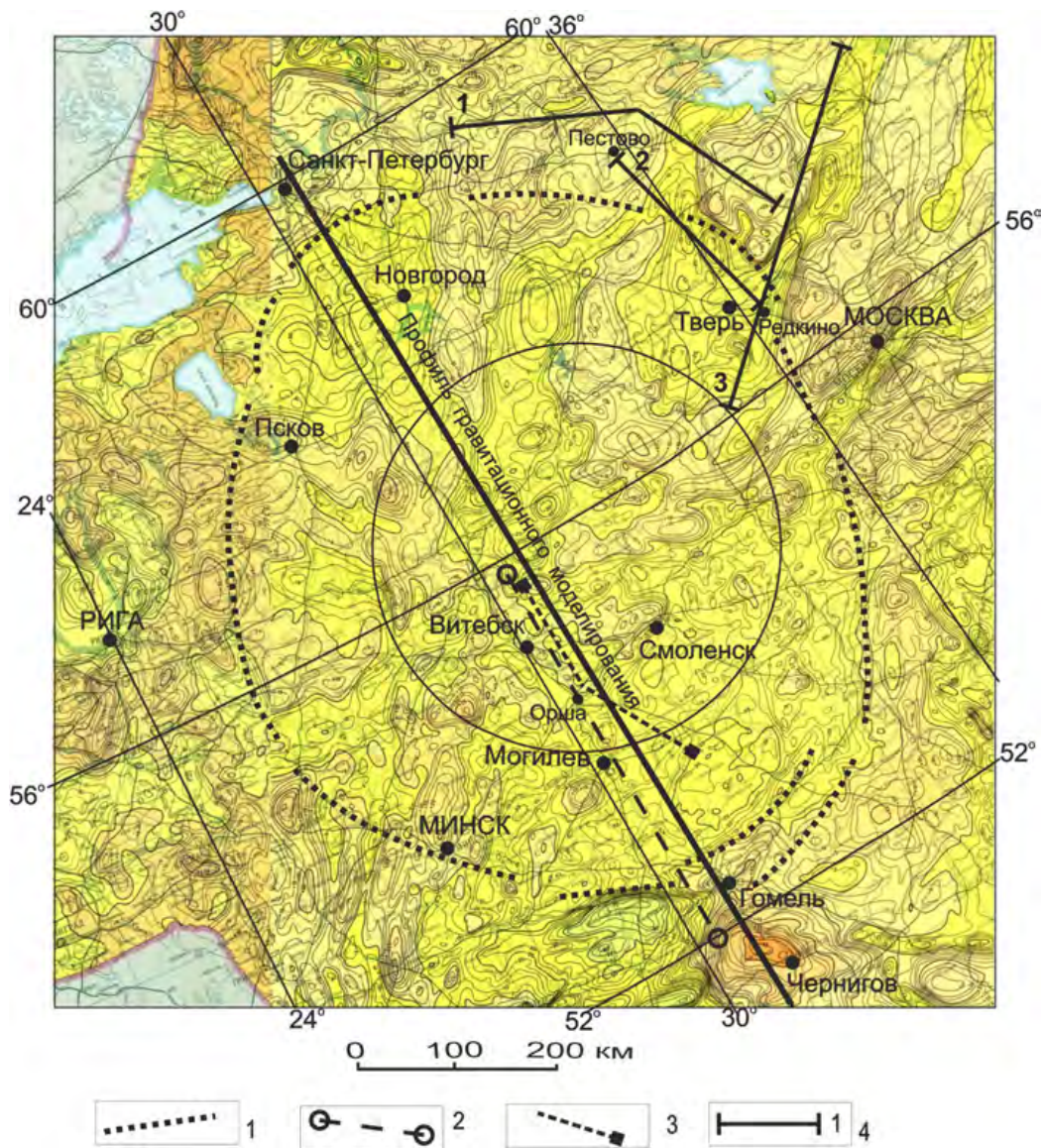


Рис. 5.6. Аномальное поле силы тяжести Слободского тектоно-геодинамического узла (фрагмент Гравиметрической карты СССР 2, 1:2500000. МингеоСССР, 1989 г.): 1 – фрагменты контура Слободского узла; 2 – геотрансект МТЗ VII-VII; 3 – сейсмический профиль ОГТ Усвяты–Орша–Чериков; 4 – фрагменты ГСЗ (1 – 1-ЕВ, 2 – Редкино–Пестово, 3 – Рифей X)

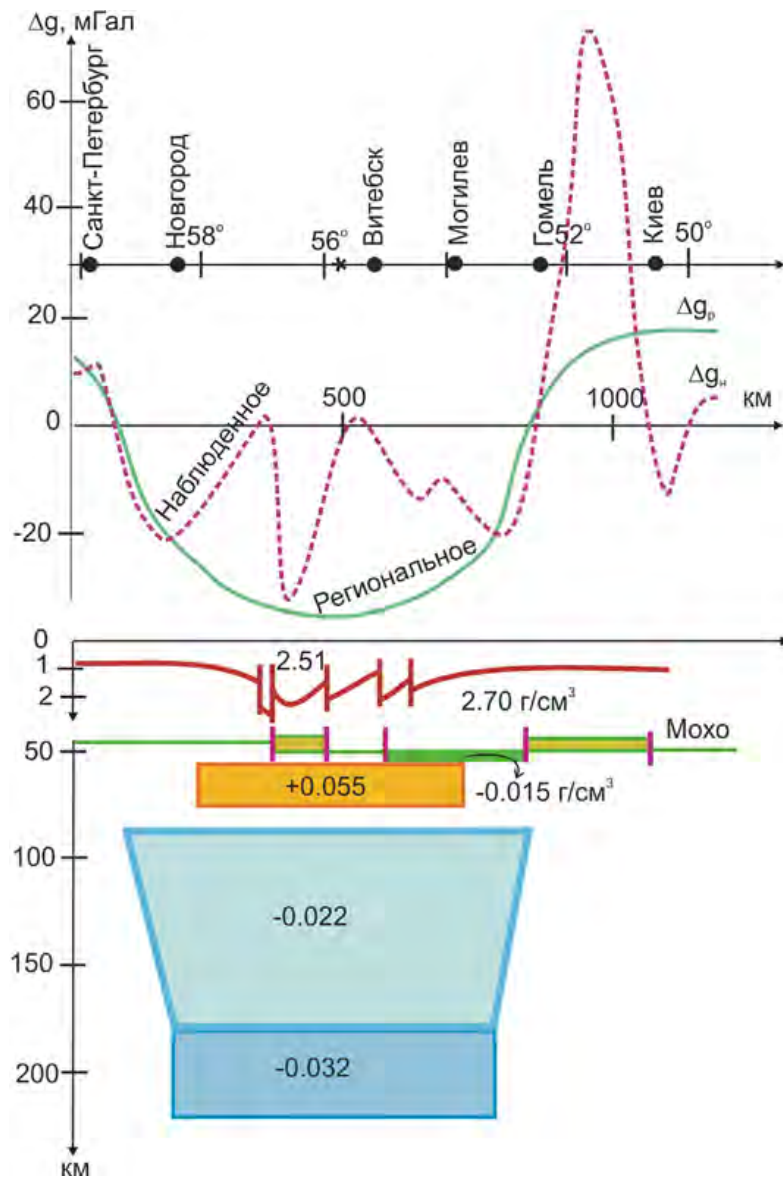


Рис. 5.9. Плотностной разрез тектоносферы Слободского тектоно-геодинамического узла

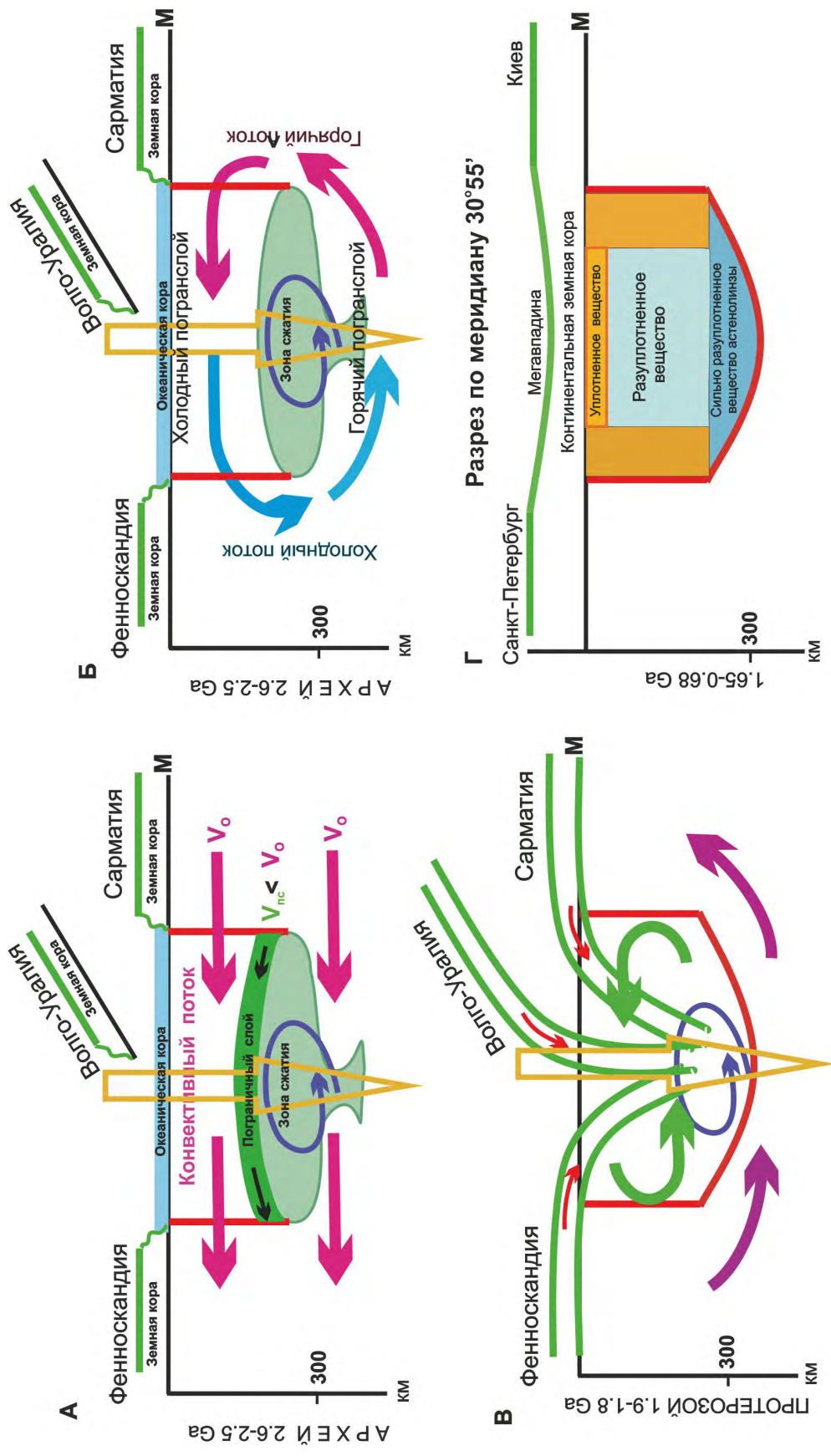


Рис. 5.10. Тектонофизическая модель формирования Слободского тектоно-геодинамического узла: *А, Б* – возможные механизмы конвекции вещества в архее; *В* – модель вихревого механизма в протерозое; *Г* – модель структуры к раннему рифею и середине венда; V_0 , V_{nc} – скорости перемещения вещества конвективной среды и пограничного слоя соответственно

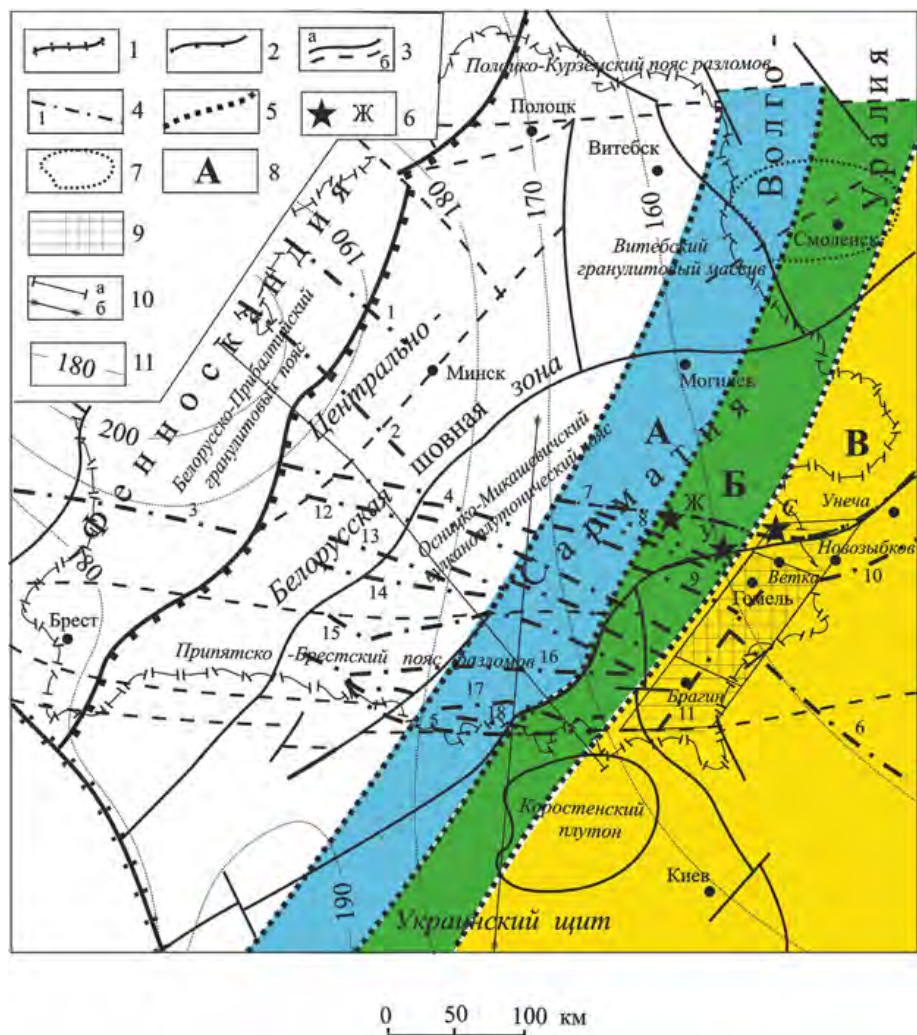


Рис.6.4. Схема поясов магматизма на Сарматском кратоне и перспективные на поиски алмазов площади: 1 – линия Тейссейра-Торнквиста; 2 – западная граница Центральнобелорусской шовной зоны (Кореличский разлом мантийного заложения); 3 – а) раннепротерозойские глубинные разломы мантийного заложения, разграничивающие блоки различной геофизической типизации земной коры, б) раннепротерозойские разломы с рифей-вендской активизацией; 4 – платформенные девонские разломы (1 – Ошмянский, 2 – Налибокский, 3 – Свислочский, 4 – Северо-Припятский, 5 – Южно-Припятский, 6 – Северо-Днепровский, 7 – Жлобинский, 8 – Кошелевский, 9 – Малиновско-Глазовский, 10 – Новозыбковский, 11 – Лоевский, 12 – Речицкий, 13 – Червонослободско-Малодушинский, 14 – Копаткевичский, 15 – Шестовичский, 16 – Сколодинский, 17 – Наровлянский, 18 – Ельский); 5 – границы поясов магматизации; 6 – поля диатрем: Ж – Жлобинское, У – Уваровичское, С – Светиловичское; 7 – поля развития минералов-спутников; 8 – пояса магматизации: А – пояс щелочно-ультраосновного интрузивного магматизма, Б – пояс взрывного мелилитового и безалмазного кимберлитового магматизма, В – пояс кимберлитового и лампроитового алмазоносного магматизма; 9 – наиболее перспективная для обнаружения алмазов зона, двойной штриховкой показана площадь первоочередной постановки геологопоисковых работ (пояс Ветка–Брагин); 10 – профили ГСЗ: а) EUROBRIDGE-96, б) EUROBRIDGE-97; 11 – изолинии мощности литосферы, км