РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES Geological Institute RAS, Research Organization of the Russian Academy of Sciences



Founded in 1932 Vol. 604

LATERAL TECTONIC FLOWS IN THE LITHOSPHERE OF THE EARTH

Edited by M.G. Leonov

Moscow GEOS 2013 Основаны в 1932 году Вып. 604

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Ответственный редактор М.Г. Леонов

Москва ГЕОС 2013 УДК 551. ББК 26.323 Л 57

Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Коллектив авторов / Отв. ред. М.Г. Леонов – М.: ГЕОС, 2013. – 318 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 604). ISBN 978-5-89118-638-5

В книге рассмотрен фактический материал и проведен обзор модельных построений, касающиеся существования и строения своеобразных структур, которые отражают латеральное объемное течение горных масс и которые выделены в самостоятельную категорию плито-потоков или горизонтальных протрузий. Их формирование – это фундаментальное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. Горизонтальный тектонические потоки (плито-потоки, протрузии) можно определить как пространственно ограниченные горизонтально-плоскостные геологические тела, обладающее признаками объемного (3D) тектонического течения (реидной деформации) и латерального перемещения горных масс. Тектонические потоки представляют собой геологические тела (геодинамические системы), играющие существенную роль в строении континентальной и океанической литосферы. Своим существованием они отражают зафиксированную в структуре коры внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферы континентов. Латеральное перемещение горных масс может осуществляться в режимах «холодной» деформации, относительного прогрева, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления.

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской

Lateral tectonic flows in the lithosphere of the Earth – M.: GEOS, 2013. – 318 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 604).

In the book the wide spectrum of the questions connected to studying of the lateral tectonic flows within the limits of young and ancient platforms, folded belts, crystallin vassifs, intracjntinental orogens is considered. The mechanisms of structural-material processing of the basement rock masses on the plate stages and during tectonic activization are described. Models of geodynamic evolution of some large regions are offered. On the basis of the concrete geostructures studying and their comparative analysis the characteristic features of structural-material and geodynamic evolution of the lateral tectonic flows are revealed. The book is the first capital work in the foreign literature. For a wide range of experts on geotectonics and geodynamics, professores high schools, post-graduate students and students.

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), M.A.Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.G.Leonov, Yu.V.Kariakin, M.D. Khutorskoi, M.A.Semikhatov

Публикуется при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

> © Коллектив авторов, 2013 © ГИН РАН, 2013

оглавление

ВВЕДЕНИЕ (М.Г. Леонов)
ГЛАВА ПЕРВАЯ Роль хрупкого разрушения, пластической деформации и латерального течения в формировании альпийской структуры Северной Евразии (М.Л. Konn)
ГЛАВА ВТОРАЯ
Структуры латерального течения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (С.Ю. Колодяжный) 58
ГЛАВА ТРЕТЬЯ
Структуры расклинивания: морфоструктурное выражение и новейшая кинематика (на примере севера Восточно-Европейской платформы и архипелага Шпицберген) (Д.С. Зыков)
ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ
Структурные дуги Урало-Монгольского пояса, проблема деформаций поздних палеозоид (А.В. Рязанцев)175
ГЛАВА ПЯТАЯ
Ороклинальные вулканические пояса Казахстана: палеомагнитные свидетельства и геологические следствия (Н.М. Левашова, К.Е. Дегтярев, М.Л. Баженов)
ГЛАВА ШЕСТАЯ
Горизонтальные плито-потоки и протрузии в литосфере Земли (М.Г. Леонов)
ГЛАВА СЕДЬМАЯ
Граничные и внутрипотоковые зоны концентрированной дефор- мации: тектоническая позиция и инфраструктура (М.Г. Леонов)
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (М.Г. Леонов)

«Вы не можете видеть движение так, как вы видите структуру, т.е. в виде осязаемого со всех сторон трехмерного явления. Это движение надо воссоздать мысленно, воссоздать так, чтобы исторически связать сохранившиеся доказательства процесса и, наконец, подсказать его образом» [Арган, 1935].

введение

В плейттектонической парадигме литосферные плиты обычно рассматриваются как относительно жесткие пластины (блоки, террейны), консолидированная кора которых (а также и континентов в целом) представляет собой «костную» субстанцию, а все сколько-нибудь значимые структурообразующие процессы протекают лишь на границах плит.

Предполагается, что основной объем сиалических литосферных плит, или – лучше сказать – сиалических масс сформирован в течение архея – раннего протерозоя, и с большой долей уверенности можно полагать, что литосферные плиты в процессе эволюции перемещались по латерали на сотни и тысячи километров, пока не заняли своего современного положения. Но если литосферные плиты испытывали горизонтальные перемещения, причем, как показывают данные палеомагнитных и палеоклиматических исследований, на расстояния весьма значительные, то логично предположить, что эти движения должны были бы найти отражение в особенностях инфраструктуры и состава слагающих плиты горных масс. Кроме того, исходя из эмпирических данных о структуре корового слоя континентов и ряда публикаций (ссылки см. ниже), представляется маловероятной абсолютная жесткость континентальных плит и сведение деформационных процессов лишь к реактивному поведению горных пород на границах плит.

Действительно, уже довольно давно были высказаны предположения – и предположения весьма доказательные – о значительной объемной подвижности горных масс и проявлении масштабного тектонического течения, причем не только в пределах складчато-покровных поясов, но и относительно «стабильных» молодых и древних платформ, в том числе и в пределах их кристаллического фундамента. Одним из первых, кто совершенно определенно высказался по этому вопросу, был швейцарский геолог Эммиль Арган [Арган, 1935], которому несомненно принадлежит приоритет в этой области геологических знаний. В своем знаменитом труде «Тектоника Азии» Э.Арган обосновал реальную возможность латерального течения огромных объемов горных пород в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Впоследствии в классическом труде ученого из ЮАР Лестера Кинга «Морфология Земли» объемной деформацией течения консолидированного фундамента были объяснены закономерности формирования современного рельефа нашей планеты [Кинг, 1967]. Л.Кинг использовал также известное в механике твердых тел [Рейнер, 1947] и введенное Ф.Кери [Сагеу, 1954] в геотектонику понятие «реидная деформация» (от греч. ре́ос, «течение, поток»), которое по сути объединяло в единую категорию все виды деформации течения твердых тел (пластическое течение, хрупко-пластическое, катакластическое и пр.).

В последние десятилетия в литературе неоднократно обсуждались проблемы тектоники консолидированной коры континентов, и на основе большого фактического полевого и литературного материала было показано, что основной формой структурно-тектонической жизни консолидированной коры является объемная (3D) деформация тектонического течения [Колодяжный, 2006; Леонов, 1997, 1999, 2000, Леонов и др., 2001; Лукьянов, 1980, 1991; Паталаха и др., 1995]. Были описаны также геологические тела, которые проинтерпретированы как протрузии кристаллических пород, внедрявшиеся в верхние горизонты земной коры под влиянием тектонических «шоков» и вязкостной инверсии, что является одним из условий их возникновения [Паталаха и др., 1967]. При этом одним из следствий феномена объемной (3D) подвижности горных масс в явном или завуалированном виде признавалось существование латеральных тектонических потоков [Копп, 1979, 1999; Ирдли, 1960; Леонов М., 2001, 2008а, б; Леонов Ю., 1991, 1997, 2002; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000; Лобковский, 1988; Лукьянов, 1980, 1991; Миллер, 1982, 1988, 1997; Морозов, Гептнер, 1997, 2002; Паталаха и др., 1995; Скляров и др., 1997; Сомин, 1994, 1998; Bozkurt, Park, 1994; Carey, 1954; Hudson, 1955; Hetzel et al., 1995; Martinod et al., 2000; Meschede., Frisch, 1998; McCourt, Wilson, 1992], при этом среди российских геологов наибольший вклад в проблему был сделан М.Л.Коппом, А.В.Лукьяновым, Ю.В.Миллером, Е.И.Паталахой.

С тектоническим течением и горизонтальным растяжением связывали изгибание орогенических поясов, и был введен термин геофлекс (от англ. to flex – изгибать; авторство не установлено), а затем «ороклин» [Сагеу, 1958]. Исходя из внешней формы, подобные структуры выделяли под названием «подковообразные структуры» [Ажгирей, 1960] или «сжатые (tight) дуги» [Ирдли, 1960). Но наиболее прижился термин «ороклин». Происхождение ороклинов чаще всего связывали с давлением жесткого блока (индентора), изгибанием пластичных толщ в его фронтальной части, выдавливанием их в стороны от продвигающегося блока.

«Вмороженные» в земную кору, они формируют своеобразные объемные тектонические элементы, представляющие собой важный компонент строения и тектонической эволюции литосферы Земли. С развитием наших знаний относительно процессов тектонического течения в земной коре и его структурного выражения стала вырисовываться и другая сторона процесса изгибания и течения, и было показано, что происходит не только изгиб линейных структурных элементов (осей складок, разрывов и пр.), а происходит объемное перетекание горных масс как во фронтальных зонах (перед индентором), так, зачастую – и в теле самого «индентора». Более того, становилось понятно, что в ряде случаев «индентор» представляет собой не жесткую массу, а пластичный «тектонический поток», который сам испытывает существенное структурно-вещественное перерождение в процессе движения. Такие объемы были обозначены в качестве особой разновидности геоструктур в докладе на XXXIII Тектоническом совещании [Леонов М., 1999], а в докладе на XXXVII Тектоническом совещании [Леонов М. и др., 2004] на примере Евразии было показано их фундаментальное значение для понимания тектоники и геодинамической эволюции консолидированного слоя земной коры. Тогда же были предложены и названия для этой категории структур – *«горизонтальные протрузии»* или *«плито-потоки»*¹. Термин «горизонтальные протрузии» уже нашел применение в геологических построениях [Буртман, 2006]. Развитие этих положений и касающийся вопроса фактический материал изложен в работах М.Г.Леонова с соавторами [Колодяжный, 2006; Леонов и др., 2002; Зыков, 2001; Леонов М., 2008 а, б].

Однако многие вопросы, связанные с проявлением объемного латерального течения в земной коре и литосферы в целом остаются недостаточно исследованными. Вплоть до настоящего времени не существует единой сводки, в которой был бы изложен фактический материал по данной проблеме, описаны методические приемы исследований, проведено обобщение совокупности имеющихся данных.

Решение перечисленных вопросов важно не только само по себе, но и в контексте концепции реологической и структурной расслоенности континентальной литосферы, суть которой заключена в допущении стратификации литосферы по реологическим (механическим) свойствам [Пейве и др., 1968: Пущаровский и др., 1989; Тектоническая..,1980; Тектоническая.., 1982; Тектоническая.., 1990]. Как следствие реологической расслоенности формируется расслоенность тектоническая, выраженная в комплексе структур, свойственных как покровно-складчатым областям, так и современным океаническим пространствам и переходным зонам «океан–континент» [Лобковский, 1988; Николаевский, Шаров, 1965; Пейве и др., 1986; Пущаровский и др., 1985; Разницин, 1989; Руженцев, 1980; мн. др.]. Представления о реологической и структурной расслоенности привнесены и в тектонику платформ [Леонов Ю., 1993, 1997; Пущаровский и др., 2006].

Анализ данных о расслоенности земной коры континентальных платформ приведен в соответствующих публикациях, где на основании геофизических, петрологических и реологических характеристик нижнекоровые горизонты проинтерпретированы как мобильные, пластичные и наиболее тектонически активные горизонты континентальной литосферы [Артюшков, 1969, 1978, 1993; Гарецкий, Клушин, 1989; Иванов, Иванов, 1996; Лобковский, 1988; Шаров, 1987; Шаров, Гречишников, 1982; Pinet, Colletta, 1990]. В пределах именно этого слоя могут возникать крупномасштабные срывы, вязкие разломы, зоны пластического течения, относительное проскальзывание литопластин [Леонов Ю., 1993, 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999, 2000; Лобковский, 1988; Dary et al., 1990; Dunbar, Sawyer, 1989]. Поскольку подобные, не менее масштабные астенослои присутствуют и на других глубинных уровнях, поставлен вопрос

¹В некоторых англоязычных работах для обозначения сходных структур употреблен термин «латеральная экструзия» (lateral extrusion). Учитывая, что термин экструзия обычно применяется к магматическим телам и не отражает наличия тектонического фактора, более оправданным мне представляется применение термина «протрузия» в соответствии с его первичным пониманием, которое было предложено Ч.Лайелем

о значительной роли латеральных перемещений вещества литосферы в платформенном (внутриплитном) тектогенезе [Леонов Ю., 1991; Пущаровский и др., 1991]. Пластичному поведению нижнего «сейсмически непрозрачного» слоя отведена роль одного из ведущих факторов внутриплитной тектоники [Артюшков, 1978, 1993; Грачев, 1987; Леонов Ю., 1997; Dary et al., 1990; Pinet, Colletta, 1990; и др.].

Таким образом, имеются все основания полагать, что и верхние и нижние горизонты земной коры обладают значительной внутренней объемной полвижностью. Но признание пластичного поведения земной коры обычно ограничивается нижнекоровым, реже среднекоровым [Иванов, 1998] уровнями и при этом принимается, что слои пониженной вязкости по своему поведению отличаются от смежных с ними более прочных и хрупких слоев верхней коры. Нижняя кора рассматривается в качестве области относительно однородного пластического течения, а верхняя – как область преимущественно хрупких деформаций [Гинтов, Исай, 1988; Шаров, Гречишников, 1982]. Теоретическая возможность тектонической расслоенности, по-видимому, не отрицается никем, и получено много геологических доказательств такой расслоенности в пределах подвижных поясов и дна современных океанов. Реологически расслоенные пакеты литопластин, в том числе и мантийных [Денисова, 1990; Щербаков, 1990; Nicolas, 1978], выведенных на поверхность Земли, подтверждают это умозаключение [Пейве и др., 1986; Пущаровский и др., 1991; Разницин, 1989; Руженцев, 1980].

Но если расслоенность корового слоя реальна и если существует его внутренняя объемная латеральная подвижность, то, вероятно, эти закономерности глубинного строения и поведения вещества должны быть отражены в поверхностных явлениях и структурах. Более того, движение вещества не может осуществляться без соответствующих структурных или структурно-вещественных преобразований горных пород. Следовательно, должны существовать и объекты, в строении которых тем или иным способом зафиксированы эти процессы.

Предлагаемая монография является попыткой (если не первой, то одной из первых) привести фактический материал, отражающий строение и историю формирования структур латерального течения (ороклинов, горизонтальных протрузий, плито-потоков); изложить методы изучения геоструктур подобного типа; рассмотреть особенности проявления латеральных потоков на разных временных интервалах (от докембрия до наших дней) и в различных геодинамических обстановках; отразить уровень модельных построений; высказать предположения о возможных причинах и механизмах возникновения латеральных объемных перемещений горных масс.

Материал монографии достаточно неоднородный и разноплановый, что естественно, так как данная работа – лишь первое обобщение по геологии этого типа геоструктур, и она основана на данных авторов, задачи и методология исследований которых неодинаковы. Но такое построение имеет и реальные преимущества, так как позволяет оценить различные стороны явления и возможности его изучения разными методами. И приведенный в книге материал дает полное основание рассматривать описанную категорию структур как отражение реальных геологических процессов, происходящих в земной коре и литосфере. Работа выполнена в соответствии с планом исследований Программ ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» (2009–2011 г.г.) и «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее» (2012–2013 г.г.). Сбор фактического материала и его частичная обработка осуществлялась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 99-05-65366; 00-05-64149-а; 00-05-64050-а; 04-05-64149-а; 06-05-64848), а также непосредственно по теме гранта РФФИ № 07-05-01158-а)

Литература

Ажсирей Г.Д. О некоторых важных заокномерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 8. С. 3–18.

Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.

Ирдли А.Дж. Тектоническая связь Северной и Южной Америки // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во Иност. лит., 1960. С. 345–432.

Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.

Копп М. Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 313 с.

Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.

Леонов М.Г. Горизонтальные протрузии кристаллических комплексов в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат. XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 291–295.

Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 406 с.

Леонов М.Г. Горизонтальные протрузии (плито-потоки) в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3–36.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.

Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.

Миллер Ю.В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.

Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.

Миллер Ю.В. Важнейшие структурные парагенезисы кристаллических комплексов // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы IV Всероссийского симпозиума по экспериментальной тектонике и структурной геологии. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.

Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ, 1997. С. 219–258.

Морозов Ю.А., Сомин М.Л. Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы IV Всероссийского симпозиума по экспериментальной тектонике и структурной геологии. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124.

Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. 159 с.

Bozkurt E., Park R.G. Southern Menderes massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey // Geol. Soc. of London Journal. 1994. Vol. 151. P. 213-216.

Carey S. W. The Rheid concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austral. 1954. Vol. 1. P. 67–117.

Hetzel R., Passchier C.W., Ring U., Dora O.O. Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey) // Geology. 1995. Vol. 23. № 5. P. 455–458

Martinod J., Hatzfeld D., Brun J. et al. Continental collision, gravity spreading, and kinematics of Atgea and Ananolia // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 2. P. 290–299.

Meschede M., Frisch W. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribben plate // Tectonophysics. 1998. Vol. 296. P. 269–291.

McCourt S., Wilson J.F. Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // Geol. Dept. and University of West. Austral., 1992. Publ. 22. P. 237–245.

ГЛАВА ПЕРВАЯ ХРУПКОЕ РАЗРУШЕНИЕ, ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ И ЛАТЕРАЛЬНОЕ ТЕЧЕНИЕ В ФОРМИРОВАНИИ АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Альпийская деформация Евразийской плиты происходила в кайнозое в результате коллизии с ней нескольких плит «гондванского» происхождения: Афроапулийской (начало коллизии – в маастрихте, максимум – в палеоцене–эоцене), Индийской (средний эоцен, олигоцен – ранний миоцен) и Аравийской (ранний миоцен, поздний миоцен–квартер). Несомые этими плитами и выступающие в рельефе фрагменты континентальной коры не образовывали единого целого и обладали неровными очертаниями в плане. Кроме того, в процессе столкновения они испытывали поддвиг под более обширную и поэтому плавучую континентальную литосферу Евразии и способствовали возникновению областей локального сжатия.

В результате гондванские плиты действовали как штампы – «инденторы», которые вызывали впереди себя не только выжимание масс вверх в форме складконадвигообразования и общего утолщения литосферы в вертикальном сечении (кратко – «вертикальное выжимание»), но и их масштабный отток в стороны, вдоль коллизионного пояса к местам его меньшего сжатия («горизонтальное, или латеральное, выжимание» [Копп, 1979, 1991а, б]. Последнее происходило разными механическими способами, соответствующими тому или иному уровню деформации материала: путем перестановки и переориентации ограниченных диагональными сдвигами блоков, образовавшихся при хрупком разрушении и не потерявших своей жесткости, посредством пластической деформации этих блоков и, наконец, сильного расплющивания и латерального течения пластифицированого материала по субпараллельным сдвигам разного знака, развившимся по продольным надвигам [Копп, 1997]. Роль течения усиливалась по мере перехода из областей собственно выжимания и удаления масс (областей «латеральной тектонической денудации») к областям их вторичного сгруживания – «латеральной аккумуляции»¹, приуроченным к участкам снижения коллизионного давления, способным сохранить выжатые массы – «геодинамическим, или тектоническим, убежищам», которые обычно приурочены к участкам менее сжатой и/или более тонкой и глубоко погруженной литосферы.

¹Необходимо уточнить, что расстояние на местности между областями тектонической денудации и аккумуляции выжатых масс никоим образом не отражает истинную амплитуду действительного горизонтального перемещения последних, а названия областей характеризуют только вектор деформации (ее тенденцию) в каждой из них

Таким образом, каждая из внедрявшихся в Евразию плит-инденторов создавала в деформируемой евразийской коре свое собственное поле напряжений и деформаций со своим – характерным для обстановки индентации – комплексом коллизионных мегаструктур, как правило, выраженным в региональном структурном рисунке. Весьма существенно то, что эти индивидуальные поля напряжений/деформаций отражаются в структурном рисунке не только центральной структуры зоны коллизии – Альпийско-Гималайском орогеническом поясе – но и находящихся к северу платформенных территорий. Иными словами, в данном отношении северная граница орогенического пояса в какой-то степени расплывчатая.

Соответственно, выделяются Периапулийская, Периаравийская и Периндийская коллизионные области. При сравнении их орогенной структуры наряду с проявляющимися для разных гондванских плит отличиями (вызванными разной скоростью, силой и длительностью столкновения с Евразией, а также разновременностью их внедрения и неодинаковым строением деформируемой среды) можно найти и ряд существенных общих черт [Копп, 1991a, б, 1997] (см. также ниже). Эту, наиболее общую, картину дополнительно усложняла на разных масштабных уровнях неоднородность напряжений сжатия, концентрирующихся на контрфорсах не только главных плит, но и плит и блоков 2-го порядка или вовлеченных в деформацию древних массивов (игравших роль жестких включений), либо, в более однородной среде, на заостренных концах новообразованных трапециевидных или клиновидных блоков разного масштаба, ограниченных сдвигами. Все подобные структуры проявляли себя в качестве инденторов 2-го и более высоких порядков.

Широкая роль разномасштабных перемещений и деформаций, происходивших вдоль простирания Альпийско-Гималайского орогенического пояса в сдвиговом поле напряжений, уже была показана в более ранних публикациях автора раздела [Копп, 1979, 19916, 1993, 1997]. Там же рассмотрены диагностические признаки этих продольных деформаций и перемещений и общие приемы их реконструкции, а также сделана попытка расшифровки кинематики согласованных перемещений блоков внутри Альпийско-Гималайского пояса. Это позволяет обратиться теперь непосредственно к рассмотрению механических типов проявляющихся в зонах латерального выжимания коллизионных деформаций и динамических обстановок (хрупкого разрушения, пластической деформации, расплющивания, латерального течения), особенностей их сочетания в пространстве и времени, а также их отражения в структурном рисунке Альпийско-Гималайского коллизионного орогена. Эти вопросы будут рассмотрены отдельно для областей собственно латерального выжимания (тектонической денудации) и областей аккумуляции выжатого материала.

Области латерального выжимания (тектонической денудации)

Удаление выжимаемого материала по латерали из областей тектонической денудации осуществляется главным образом путем деформации чистого сдвига (в механическом смысле), происходящей в горизонтальной плоскости, т.е. в сдвиговом поле напряжений. Соответствующий отрезок складчатой зоны при этом испытывает продольное к нему удлинение и сопряженное поперечное укорочение, оставаясь теоретически прямолинейным. Однако деформация чистого сдвига может распределяться и по периметру изогнутой складчатой зоны, сминаемой радиально распределенными силами.

Такое изменение геометрии складчатой зоны (или ее отдельного сегмента) может реализоваться разными способами – от хрупкого разрушения с формированием разделенных разрывами-сдвигами жестких блоков до квазиоднородной пластической деформации на уровне породных сообществ, нередко сопровождаемой проявлениями стресс-метаморфизма. Между этими крайними проявлениями деформационного процесса находится выраженная в той или иной степени неоднородная пластическая деформация, которая находит отражение в образовании дискретных зон вязко-пластического скалывания. Если при одноролной пластической деформации направление латерального перемещения фиксируется только специфическим видом линейности растяжения, направленной вдоль складчатой зоны – а-линейностью, то в остальных случаях существенное значение приобретает изучение характера крупных линейно-плоскостных зон неоднородности – вязких и хрупких разрывов-сдвигов: изучение их формы в плане, характера подворотов крыльев, признаков вращения блоков между разрывами и т.д. Многие особенности строения таких структурных доменов позволяют отличить участки продольного удлинения складчатых зон, возникающие при чистом сдвиге, от участков их поперечного выдвигания [Копп, 1997] (табл.), где чистый сдвиг уступает место простому сдвигу (в механическом смысле, т.е. скашиванию), но проявляется также в горизонтальной плоскости.

Определяющая геометрическая особенность деформации чистого сдвига отсутствие поворота в пространстве существовавших до деформации условных материальных линий, ортогональных по отношению к направлению главных осей напряжений; линии же, ориентированные диагонально к этим осям, разворачиваются в сторону оси максимального растяжения. Это, в частности, означает, что заложившиеся в самом начале деформации разрывы со сдвиговой кинематикой, изначально следовавшие косоориентированным траекториям тангенциальных напряжений (т.е. механически являющиеся так называемыми сколами Андерсона), в ходе длительного развития деформационного процесса разворачиваются в сторону оси растяжения вместе с ограничиваемыми ими блоками. При этом они теоретически не достигнут параллельной ей ориентации вследствие одновременного нарастания трения вдоль площадок разрывов, все сильнее отклоняющихся от траекторий породивших их касательных напряжений [Гептнер, 1970; Hoeppener et al., 1969]). Удлинение складчатой зоны в данном случае осуществляется за счет более плотной упаковки ограниченных разрывами-сдвигами вытянутых блоков, разворачивающихся своими длинными осями вдоль нее. Ориентация же к странам света продольных разрывов (взбросов, надвигов и сутур) не изменится, однако это не исключает и их участия в процессе удлинения складчатой зоны: по ним как по естественным зонам неоднородности также могут возникнуть, особенно в ходе прогрессирующей деформации, значительные сдвиговые смещения. Однако удлинение складчатой зоны в этом случае произойдет уже не из-за поворотов блоков вытянутого габитуса, а из-за сильной пластической деформации и неравномерного латерального растекания разделяющих эти продольные разрывы масс горных пород параллельно оси растяжения,

Соответственно, следует разделять два основных типа кинематических механизмов чистого сдвига, обеспечивающих продольное удлинение складчатых зон в областях латеральной тектонической денудации: (а) чистый сдвиг с вращением ограниченных диагональными разрывами-сдвигами блоков (иногда вращение сочетается с трансляцией – см. ниже); (б) чистый сдвиг без вращения, но зато с сильной пластической деформацией и даже течением деформируемых масс в процессе сдвиговых смещений по продольным разрывам.

Механизмы вращения и трансляции блоков, разделенных диагональными сдвигами

Происходящий в условиях чистого сдвига поворот диагональных разрывов и ограниченных ими блоков в сторону оси растяжения, наращивающийся в ходе длительной деформации при неизменном поле напряжений – факт, давно установленный и проверенный экспериментально [Гептнер, 1970; Cloos, 1955; Hoeppener et al., 1969]. Для деформации в горизонтальной плоскости, т.е. сдвиговой, этот механизм рассматривался, и в том числе с теоретических позиций, в работах [Carter et al., 1987; Cloos, 1955; Freund, 1970, 1974]. Для ряда сдвиговых зон повороты блоков, ограниченных сдвигами, установлены палеомагнитными данными [Баженов, 1979; Bazhenov, 1987; Carter et al., 1987; Ron et al., 1984, и др.]. В наиболее наглядном варианте данный кинематический механизм чистого сдвига проявляется, когда все блоки поворачиваются согласованно в одном направлении (так называемый механизм «стопки книг», или «механизм домино»), и не теряя своей внутренней жесткости (рис. 1.1, 1.2, верхний сдвиговый домен). Однако он может быть выражен и более сложными вариантами, о чем речь пойдет ниже.

Характерный, выраженный в структурном рисунке признак такой вращательной сдвиговой деформации, обеспечивающей продольное удлинение складчатой зоны, это антитетические подвороты структур¹ (см. табл.) по отно-



Рис. 1.1. Продольное удлинение участка складчатой зоны за счет однонаправленного поворота системы ломтевидных блоков (механизм «домино») – принципиальная схема (план). А – до деформации; Б – после деформации; В – типовой структурный рисунок

1 – сдвиги; 2 – надвиги и другие структуры сжатия (ширина соответствует относительной величине горизонтального сокращения); 3 – области растяжения или ослабленного сжатия; 4 – додеформационный маркер первично продольного простирания; 5 – воображаемые материальные линии, отражающие пилообразную конфигурацию первично прямых линий после деформации (стрелки соответствуют направлениям локальных перемещений, связанных с возникновением выступов и зияний); 6 – направление горизонтального сжатия деформируемого объема; 7 – направление латерального выжимания масс; 8 – направление сопутствующего данной деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости

¹Термины «антитетический» и «синтетический» используются здесь в редакции автора этих терминов Г. Клооса [Cloos, 1928].

Таблица. Сравнение диагностических признаков структур продольного удлинения

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ	ТИПЫ
	СТРУКТУРЫ ПРОДОЛЬНОГО
Форма в плане соответствующего участка складчатой зоны	Приблизительно прямолинейная
Способ подворота первично продольных элементов в крыльях сдвигов	Антитетический (подворот увеличивает амплитуду сдвига)
Направление подворота линий сдвигов по отношению к главным осям напряжений и их результирующая форма в плане	Линии сместителей разворачиваются в сторону оси растяжения
Наличие или отсутствие сжатия поперек сдвигов	Присутствует локально
Морфология зоны сдвига (в связи с типом разрушения)	Чаще — хрупкие разрывы, выраженные узкими, четко очерченными линиями
Изменение на площади амплитуды структур сжатия, компенсирующих сдвиговое перемещение	Величина горизонтального сокращения максимальна около сдвига
Изменение на площади амплитуды структур растяжения, компенсирующих сдвиговое перемещение	Структуры растяжения раскрываются к сдвигу
Ориентировка и местоположение присдвиговых складок по отношению к линии сдвига	Складки поперечной — диа- гональной ориентировки приурочены к окончаниям сдвига
Ориентировка (по отношению к генеральному структурному плану) структур сжатия, компенсирующих деформацию в целом	Поперечная

и поперечнрого выдвигания, возникающих при сжатии складчатого пояса

СТРУКТУР		
удлинения	СТРУКТУРЫ ПОПЕРЕЧНОГО ВЫДВИГАНИЯ	
	Изогнутая	
	Синтетический (подворот уменьшает амплитуду сдвига)	
$\sigma_1 \bigoplus_{\sigma_3}^{\sigma_3} \sigma_1$	Линии сместителей разворачиваются в сторону оси сжатия	$\sigma_1 \bigoplus_{\sigma_3}^{\sigma_3} \sigma_1$
$\sigma_1 \bigoplus_{\sigma_3}^{\sigma_3} \sigma_1$	Присутствуют повсеместно	$\sigma_1 \bigoplus_{\sigma_3} \sigma_1$
A	Обычно — вязкие разрывы, выраженные широкими зонами и способные замещаться флексурами и зонами кулисных складок	
	Величина горизонтального сокращения увеличивается по мере удаления от сдвига	
22	Структуры растяжения раскрываются от сдвига	A
	Складки имеют близкую к линии сдвига ориентировку и приурочены к его зоне	
(()))	Продольная	



Рис. 1.2. Геометрическая модель деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости (план) [Freund, 1974] с небольшими дополнениями

I – направление скашивания; \hat{Z} – направление дополнительного сжатия (растяжения), приложенного поперек зоны простого сдвига; 3 – горизонтальные проекции траекторий главного сжимающего напряжения σ_3 ; 4 – доминирующая система сопряженных сдвигов; 5 – подчиненная система сопряженных сдвигов; 6 – направление поворота блоков

шению к общему простиранию последней. Кроме того, амплитуда сопряженных со сдвигами структур сжатия убывает по удалении от разрывов; если же возникают структуры растяжения, то они, напротив, раскрываются к сдвигам. Необходимо иметь в виду, однако, что на практике величина поворотов блоков может сильно различаться для разных участков одной и той же складчатой зоны, даже если величина чистого сдвига в горизонтальной плоскости повсеместно одинакова. Часто это происходит из-за вмешательства деформации более крупного ранга, особенно простого сдвига в горизонтальной плоскости, способного уменьшить амплитуду поворота блоков, ограниченных одной из двух сопряженных систем разрывов-сдвигов. Так, широкий, приложенный к краям прежде прямоугольного участка правый сдвиг по-разному влияет на степень вращения левых и правых сдвигов 2-го порядка (см. рис. 1.1, 1.2): увеличивает угол поворота левых (так как знак их поворота совпадает с таковым крыльев более крупного правого сдвига), но при этом гасит поворот правых [Freund, 1974; Tchalenko et al., 1970; Wilcox et al., 1973]. Могут быть и другие причины приоритетного развития одной из двух сопряженных систем сдвигов: например, внутренняя асимметричная структура деформируемой среды, облегчающая латеральное смещение масс в какую-либо определенную сторону.

Случаи неравноправного развития и неодинаковой степени поворота возникающих при деформации чистого сдвига разрывов-сдвигов разного знака зафиксированы палеомагнитными данными [Баженов, 1979; Bazhenov, 1987; Ron et al., 1984]. Так, например, около левого сдвига Мертвого моря, изгиб крыльев которого по определению должен быть направлен против часовой стрелки, приоритетно развиты правые сдвиги 2-го порядка, испытавшие конформный поворот до 20–30°, что подтверждено и палеомагнитными данными [Ron et al., 1984]. Для локально развитых в той же зоне сопряженных левых сдвигов 2-го порядка такие повороты не установлены.

Вместе с тем, продольное удлинение складчатой зоны может осуществляться и в тех сдвиговых доменах, где угол поворота блоков по указанным или каким-либо иным причинам снижен за счет поступательного смещения (трансляции) блоков в зоне более крупного сдвига (см. рис. 1.2, нижний сдвиговый домен). В данном случае, однако, влияние последнего может привести к некоторому изгибу складчатой зоны в плане.

Важно подчеркнуть, что в каждом из сдвиговых доменов, изображенных на рис. 1.2, ломтевидные блоки между разрывами не претерпевают внутренней деформации, т.е. остаются жесткими – благодаря тому, что они согласованно смещаются только по одной из двух возможных, приоритетно развитой системе сопряженных сдвигов. Реконструкцию первичного состояния складчатой зоны в этом случае можно осуществить за счет простого снятия сдвигового смещения и возврата соседних блоков в изначальную позицию. Когда на участке складчатой зоны обе системы сопряженных сдвигов разного знака возникают приблизительно одновременно, хрупкое разрушение всего объема осуществляется лишь при наличии некоторой изоляции доменов сдвигов разного знака. В местах же равноправного развития обеих одновозрастных сдвигов разного знака (а также их схождения или пересечения) трапециевидные и ромбовидные блоки между соседними разрывами разного направления и знака уже не могут остаться монолитными и либо дробятся на мелкие блоки и домены, либо пластически деформируются посредством изгиба крыльев вращающихся сдвигов (механизм мегабудинажа в горизонтальной плоскости) [Копп, 1991а, б.1997]. В данном случае воздействие на деформируемый материал, дополнительное по сравнению с простым вращением по типу домино, является более энергоемким и, соответственно, требует приложения большего и/или более длительно действующего нагружения.

Рассмотрим особенности продольного удлинения складчатой зоны в той и другой ситуации: с одной и двумя системами сопряженных сдвигов.

Поворот и трансляция блоков, разделенных параллельными сдвигами одного знака. Обстановка хрупкого разрушения

Опыт кинематического анализа зон продольного удлинения, происходящего внутри домена сдвигов одного и того же знака, приведем для Копетдагаского орогена. В его пределах присутствуют два таких домена: левых сдвигов северо-восточного простирания и правых – северо-западного, приуроченных соответственно к западному и восточному флангам выгнутой к северу Копетдагской (точнее, Аладаг-Биналудской) дуги (рис. 1.3). Обе группы сдвигов продолжают к северу крупные сдвиговые зоны Ирана. Подобное симметричное расположение сдвигов разного знака, попутных изгибу дуги, рождало предположение об ее изгибе в плане в результате простого поперечного выдвигания ее замка к



Рис. 1.3. Структурная схема Копетдагского мегантиклинория *I* – оси складок; 2 – орогенные впадины; *3* – сдвиги; *4* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *5* – надвиги и взбросы; *6* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *7* – направление горизонтального сжатия; *8* – направление латерального выжимания масс

северу [Горшков, 1947; Каляев, 1946; Калугин, 1946; Огнев, 1937]. Однако на деле ситуация оказывается сложнее.

Прежде всего, сдвиги разного знака несколько различаются по возрасту и способу компенсации: правые, заложившись в миоцене, активизировались в позднем плиоцене – квартере, а левые – плиоценом запечатаны и возникли, возможно, уже в раннем миоцене [Ятченко, 1966]. При этом левые сдвиги Западного Копетдага синхронны продольным надвигам Центрального и, скорее всего, формировались в парагенезе с ними (к сожалению, подтвердить непосредственные переходы тех и других не представляется возможным, так как зона сочленения левых сдвигов и надвигов сечется наложенными правыми сдвигами). С последними же связаны не продольные, а поперечные (от широтного до северо-восточного простирания) надвиги и складки, лучше всего выраженные на западе Копетдага. Если бы структурная дуга изгибалась в результате симметричного поступательного перемещения к северо-востоку, обе системы фланговых сдвигов на севере заканчивались бы соединяющими их продольными к Копетдагу структурами сжатия.

Далее, обращает внимание резко неодинаковая средняя амплитуда сдвигов разного знака: для правых сдвигов она составляет 7–12 км (для Главного Копетдагского разрыва, возможно, до нескольких десятков километров), что почти на порядок превышает амплитуду левых сдвигов (1–2 км). Причина этого – в том, что правые сдвиги Копетдага надстраивают мощную меридионально ориентированную правосдвиговую зону Восточного Ирана, аккомодирующую перемещение к северу и вращение против часовой стрелки плиты Центрального-Восточного Ирана [Копп, 1997, и мн. др.]. Указанный мегасдвиг определяет заметную продольную асимметрию Копетдага: на востоке он сильно пережат, а к западу – выполаживается и раскрывается в виде виргации. Кроме того, с ним скорее всего связана и некоторая завернутость против часовой стрелки Копетдагской дуги: ее западное крыло «круче» восточного; особенно это видно на ЮЗ, в районе Аладага (см. рис. 1.3).

Эти противоречия могут быть сняты, если допустить наличие продольного удлинения Копетдагского орогена. Приведем и другие аргументы в пользу этого: 1) величина наблюдаемого угла между левыми и правыми сдвигами увеличена по сравнению с теоретическим двойным углом скалывания. Как известно, последний (первичный) должен составлять не более 90°, а из-за наличия внутреннего трения в породах он на самом деле не превышает 60–70° [Гептнер, 1970; Freund, 1974; Höeppener et al., 1969]. Здесь же, как это хорошо видно на карте (см. рис. 1.3), двойной угол встречи систем сдвигов разного знака достигает 90° и более. Соответственно уменьшен и угол между направлениями сдвигов и структур сжатия; 2) бросаются в глаза антитетические подвороты осей складок, особенно заметные к юго-западу от Ашхабада, где складки принимают широтное – северо-восточное простирание; 3) амплитуда надвигов максимальна в точке сочленения с правыми сдвигами, а по удалении от них снижается. К этому надо добавить соображение общего порядка: если бы Копетдагская дуга возникла только в результате поступательного перемещения горных масс к северу, в ее фронтальной части присутствовали бы грандиозные надвиги и шарьяжи с амплитудой в несколько десятков километров. Однако ничего подобного здесь нет и, как показано В. Н. Крымусом [1966] и Л. М. Расцветаевым [1966], во фронте Копетдага резко преобладали правосдвиговые перемещения. В то же время, структуры сжатия присутствуют к западу от Копетдага, но это сжатие имеет здесь широтную ориентировку и поэтому скорее компенсирует его продольное удлинение, нежели поперечное выдвигание [Копп, 1979].

Имеющиеся палеомагнитные данные свидетельствуют о вращении блоков, ограниченных только левыми сдвигами (Западный Копетдаг), тогда как для правых сдвигов Центрального вращение не установлено [Bazhenov, 1987]. В рассмотренной ситуации это согласуется с наличием мощной правосдвиговой зоны на востоке горного сооружения, смещение по которой и должно гасить вращение сдвигов того же знака, связанное с деформацией чистого сдвига в горизонтальной плоскости (см. рис. 1.2).

Суммируем факты, касающиеся кинематической эволюции Копетдагской дуги. В целом, она возникла в результате перемещения к северу блоков Центрального–Восточного Ирана, инициированного дрейфом Аравийской плиты и произошедшего в неогене–квартере. При этом намечаются два этапа формирования дуги.

На первом из них (миоцен) она, по-видимому, примерно симметрично выдвигалась к ССВ, растягиваясь по периметру с участием вращения левых и правых (?) сдвигов вокруг вертикальной оси по принципу домино. На Западном Копетдаге, судя по парагенезу левых сдвигов северо-восточного простирания и субмеридиональных сбросов, это движение осуществлялось в обстановке транстенсии и сопутствовало одновременному проседанию Южно-Каспийской впадины [Копп, 1997] – меридионального поперечного грабена, которое особенно усилилось в конце миоцена–начале плиоцена. Именно это ускорение прогибания впадины (ее «провал») совпадает с началом второго (конец миоцена–квартер) этапа кинематической эволюции Копетдагского орогена, когда он испытал резкий пережим на востоке, с параллельной активизацией правых сдвигов и общим растеканием горных масс к запад-северо-западу, в сторону Южно-Каспийской впадины. Растекание компенсировалось формированием субмеридиональных структур сжатия на Западном Копетдаге и в Западно-Тур-кменской депрессии, а также заворотом к западу Аладаг-Биналудской дуги. Основным механизмом продольного удлинения орогена на данном этапе явилась трансляция блоков, разделенных правыми сдвигами.

На том и другом этапе в каждой из частей Копетдагского орогена его продольное удлинение происходило путем согласованного вращения или трансляции узких блоков, разделенных сдвигами одного знака и не потерявших своей внутренней жесткости.

Изгиб блоков, разделенных разноориентированными сопряженными сдвигами разного знака («мегабудинаж в горизонтальной плокости»). Обстановка пластической деформации

Вращательная деформация посредством механизма домино объясняет как группировку одноименных сдвигов в виде обособленных доменов, так и некоторые особенности их взаимного расположения. Однако, как отмечается в ряде работ [Cloos, 1955; Freund, 1974], эта деформация не способна осуществиться, если одновременно возникают не одна, а две равноправные системы сопряженных сдвигов – так как разделяемые ими блоки уже не могут оставаться жесткими и претерпевают внутреннюю деформацию изгиба. Эта ситуация, которой не уделялось должного внимания, подробно рассматривалась в работах [Копп, 1991 а, 1997], здесь же приведем некоторые иллюстрирующие ее схемы и примеры.

На кинематической схеме (рис. 1.4, А, Б) прямоугольный брус символизирует субвертикальный (здесь – перпендикулярный плоскости рисунка) тектонический элемент, который в процессе горизонтального (в плоскости рисунка) сжатия разделяется на три блока сопряженными сдвигами разного знака. При повороте между крайними блоками высвобождается некоторое пространство, куда, изгибаясь, как бы проседает центральный клин. В результате образуются линзовидные или миндалевидные блоки (см. рис. 1.4, В–Д), которые последовательно удлиняются и утоняются в процессе деформации. На выпуклой стороне линзы, которая перекрывает прежнюю границу блока, возникает дополнительное сжатие, и здесь может сформироваться дугообразная складчатая зона. На вогнутой, наоборот, появляются аномальные растягивающие напряжения, способные привести к образованию впадины (см. рис. 1.4, Г, Д). Меняются напряжения и вдоль изгибающегося клина: в нижней («южной») его части развивается продольное сжатие, а наверху (на «севере») – концентрируется продольное растяжение.

Конкретный облик возникающего при этом структурного рисунка в существенной мере зависит от особенностей стресс-режима, прежде всего, от величины коэффициента Лоде-Надаи, определяющего форму элипсоида напряжений/деформаций (соответствующую горизонтальному сжатию, растяжению, сдвигу). Как известно, собственно сдвиговая деформация встречается локально и нередко соче-



Рис. 1.4. Продольное удлинение участка складчатой зоны за счет разнонаправленных поворотов блоков (механизм мегабудинажа в горизонтальной плоскости) – принципиальная схема, (план) [Копп, 1991₂]

А – до деформации; Б, В – после деформации: Б – без пластической деформации блоков, В – с пластической деформацией блоков; Г, Д – типовые структурные рисунки, формирующиеся в обстановке: Г – транспрессии, Д – транстенсии; Е – типовой структурный рисунок ороклина, возникающего при поперечном выдвигании участка складчатой зоны (для сравнения)

 1 – додеформационный маркер, первично продольного простирания; 2 – сосдвиговые складки; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 5 – сбросы и раздвиги (бергштрихи – по падению сместителей); 6 – локальные клинораздвиги в тылу смещаемых блоков

тается со сжатием (обстановка транспрессии) или растяжения (обстановка транстенсии). В первом случае (см. рис. 1.4, Г) находящийся между сдвигами клиновидный блок зажат между соседними блоками. «Проталкиваясь» через них, он оказывает давление на стенки, отгибая их попутно движению, из-за чего может уменьшиться размер антитетического подворота крыльев сдвига, либо даже возникнуть синтетический подворот. В наибольшей мере это характерно для области острия клина, где недостаток пространства возрастает. Формирующаяся благодаря антитетическим подворотам структурная дуга из-за этого может быть осложнена по краям продольной фестончатой гофрировкой («ушами»). Если же клин находится в обстановке транстенсии (см. рис. 1.4, Д), подвороты везде носят ярко выраженный антитетический характер, и структурная дуга между сдвигами обладает плавной конфигурацией. Здесь же, вероятно, в наибольшей мере сможет проявиться и растяжение в тылу дуги. На рис. 1.4, Е для сравнения показана структурная дуга, ограниченная сопряженными синтетическими сдвигами, т. е. характерная для обстановки поперечного выдвигания участка складчатой зоны. Как видно, она имеет совершенно иной облик.

Сдвиговые структуры мегабудинажа в горизонтальной плоскости присутствуют в областях наибольшего пережима и скучивания коры непосредственно напротив вершин выпуклых плит-инденторов. Возникающий здесь двусторонний латеральный отток деформируемого материала способствует возникновению симметричных систем разноименных сдвигов. Структуры такого типа особенно наглядно демонстрируют орогенные области Большого Кавказа и Центральной Азии к северу от Гималаев (Тибет, Тянь-Шань, Алтай, Монголия) [Копп, 1997], где эти структуры маркируют области наибольшего внедрения соответственно Аравийской и Индийской плит в кору Евразии.

Так, в районе Большого Кавказа, помимо широко развитых здесь покровов (особенно характерных для его южного склона), обнаружен ряд лево- и правосдвиговых зон миоцен-четвертичного возраста [Башелеишвили, 1985; Копп, 1979, 1982, 1989; Копп, Курдин, 1980; Короновский, 1994; Курдин, 1987, 1991; Никитин, 1987; Расцветаев, 1973, 1980, 1989]. Сдвиговая деформация здесь происходила в условиях транспрессии: надвиги перекрывают и часто маскируют сдвиги, которые образуют с ними небольшой угол и в ряде мест бывают субпараллельны надвигам. Ороген Большого Кавказа «нарезан» сдвигами разного знака на вытянутую вдоль него цепочку трапециевидных или линзовидных блоков, ограниченных сдвигами разного знака (см. рис. 1.4, рис. 1.5). Самые крупные блоки совпадают с естественно выделяющимися участками расширения орогена (блоки Северо-Западного, Центрального, Восточного (Дагестан) и Юго-Восточного Кавказа), а весь Большой Кавказ из-за этого вы



Рис. 1.5. Геокинематическая карта Большого Кавказа для позднего миоцена–квартера (на врезке – принципиальная модель деформации)

1 – сдвиги; 2 – надвиги и взбросы (вершины зубцов – по падению сместителя); 3 – широкие зоны простого сдвига; 4 – оси складок; 5 – палеозойское ядро Большого Кавказа; 6 – Северо-Кавказская моноклиналь; 7 – молассовые впадины; 8 – главные направления латерального выжимания и перемещения блоков; 9 – то же, второстепенные; 10, 11 – направления горизонтального: 10 – сжатия на основной карте, 11 – его же, на врезке; 12 – растяжения; 13 – направления поворота блоков вокруг вертикальной оси глядит как система разделенных деформационными шейками мегабудин. Наиболее крупные здесь сдвиги разного знака – Центрально-Кавказский правый и Западно-Дагестанский левый (сходящиеся под тупым углом порядка 100⁰), равно как и приуроченный к их пересечению Казбекский пережим орогена (деформационная шейка?), очевидно, маркируют место приложения наибольшего давления вершины соседней Малокавказской дуги и Аравийского выступа в целом [Баженов, Буртман, 1990; Буртман, 1989; Копп, 1989, 1991].

О том, что Большекавказский ороген испытал действительное удлинение вдоль оси, свидетельствуют наблюдаемые антитетические изгибы структур сжатия около сдвигов. Весьма показательны в данном смысле выгнутые к северу дуги Восточно-Кавказского (Дагестанского) линзовидного блока между Центральнокавказским правым (на западе) и Самурским левым сдвигами (на востоке), а также, меньшего размера, Терско-Сунженская антиклинальная зона. Расположенная прямо напротив Казбекского пережима, последняя, с ее характерными подворотами к югу на обеих периклиналях, как бы «проседает» в сфенохазм между поворачивающимися сдвигами разного знака – в данном случае, Терский плиоцен-четвертичный прогиб, поперечный по отношению к передовому прогибу в целом (см. рис. 1.4). При этом транспрессионный тип сдвиговой деформации, возможно, сказался в возникновении горизонтальных «ушей» (продольной фестончатой гофрировки) оси Терско-Сунженской зоны и образовании других присдвиговых поперечных структур сжатия (ср. рис. 1.4, Г и 1.5) [Большой Кавказ..., 2007: Копп, 1989, 1997].

Помимо антитетических подворотов, о наличии деформационного вращения сдвигов в сторону оси растяжения, свидетельствуют и другие факты: 1) сдвиги здесь простираются под небольшим (20–30°) углом к генеральному структурному плану; зато угол между сопряженными правыми и левыми сдвигами аномально увеличен (до 90–110°). (Но, возможно, это связано и с условиями транспрессии); 2) значительные (до 40–50°) и при этом плавные изгибы в плане многих крупных сдвигов как Северного, так и Южного Кавказа. Лучше всего это видно на примере правых сдвигов, которые достигают здесь особенной протяженности: Сурамско-Гокишурского (Аджаро-Триалетская зона), Буроварско-Астаринского (Талыш) и Ленгебиз-Сальянского (Юго-Восточный Кавказ). Их простирание постепенно меняется от субмеридионального на юге до северо-западного и запад-северо-западного на севере. Такое значительное искривление линий сдвигов в плане сложно объяснить их переходом в надвиги: оно может быть связано только с вращением или изгибом ограничиваемых ими блоков, либо осей напряжений.

Механизм расплющивания и латерального течения деформируемого материала между продольными разрывами со сдвиговой компонентой

Факт расплющивания и латерального течения деформируемых масс (по В.С. Милееву [1977], «продольного горизонтального расплющивания») с транспортом в плоскости, параллельной оси растяжения, давно известен. В случаях, когда это явление осуществляется в условиях интенсивного рассланцевания пород, сопровождаемого некоторым метаморфизмом, и расплющиванию равномерно подвергается весь массив пород, диагностика продольного течения основывается на изучении специфического вида деформационной линейности **Рис. 1.6.** Продольное удлинение участка складчатой зоны, происходящее без вращения блоков, за счет течения в горизонтальной плоскости (механизм продольного горизонтального расплющивания) [Копп, 19916]

I – геометрическая модель – принципиальная схема, (план): А – до деформации, Б – после деформации

II – типовой структурный рисунок: *1* – сдвиги и разрывы со сдвиговой компонентой смещения; *2* – разрывы горизонтального сжатия (надвиги, взбросы, тектонические швы); *3* – оси складок

III – региональный пример: А – геологическая карта складчатой зоны Центрального Кобыстана (Юго-Восточный Кавказ): 1 – мел; 2 – палеоген; 3 – миоцен; 4 – плиоцен; 5 – маркирующие горизонты; 6 – разрывы. На врезках: вверху справа – схема расположения района, внизу слева – местоположение Шихзаирлинского участка. Б, В – строение Шихзаирлинского участка: Б – схема тектонического районирования: 1 – плиоценовый структурный этаж; 2 – мел-миоценовый структурный этаж; 3 – граница структурных этажей; 4 – оси антиклиналей; 5 – оси синклиналей; 6 – разрывы; 7 – границы тектонических зон. Тектонические зоны: I – Юртандагская антиклинальная, II – Сиякинская синклинальная, III – Джангинская антиклинальная, IV – Ахудагская синклинальная, V – Шихзаирлинская антиклинальная, VI – Шейтанудская синклинальная; В – структурныя карта: 1 – стратоизогипсы по подошве среднего миоцена (а – проведенные через 500 м, 6 – проведенные через 100 м); 2 – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей);

растяжения – а-линейности (т.е. линейности вдоль оси «а» эллипсоида деформации), развивающейся на уровне минеральных зерен или включений.

Для слабо же метаморфизованных пород, где при наличии заметной пластической деформации и кливажа линейность практически не выражена, проявления данного механизма приходится изучать только по характерным для него макро- и мегаструктурным рисункам. В данном случае сдвиговый механизм бывает наиболее выразителен, если расплющивание и течение пород происходят неоднородно: с разной скоростью в соседних блоках, разделенных продольными разрывами (рис. 1.6 I). Но здесь, однако, имеются свои ограничения.

Например, в связи с продольной ориентировкой последних по отношению к структурному плану практически отпадают возможности установления как самого сдвига, так и его кинематического знака по направлению смещения его крыльев. Кроме того, из-за неясной выраженности поперечных сдвигу досдвиговых маркеров и, соответственно, их смещений, невозможно использовать такой важный признак продольного удлинения, как антитетические подвороты в крыльях. Зато, с другой стороны, сохраняется возможность изучения кинематики сдвиговой зоны с помощью анализа вторичных присдвиговых деформаций. Тогда сдвиговая компонента перемещения вдоль продольных разрывов (здесь она обычно сочетается с взбросо-надвиговой, так как нарушения расположены поперек оси максимального сжатия)¹ может фиксироваться в кулисном расположении мелких складок и/или в новообразовании компенсационных поперечных структур сжатия. При таком автономном течении блоков особенно сильному смятию на торцах подвержены те из них, которые расплющиваются в большей степени (например, из-за высокой пластичности пород, расположения в осевой части тектонического потока и пр.). Поперечные структуры сжа-

¹Акцентируя внимание на наличии сдвиговой компоненты у продольных разрывов сжатия (т.е. фактически уже не просто надвигов, а сдвиго-надвигов), будем для краткости именовать их сдвигами – только в данном разделе



тия, компенсирующие продольное удлинение, в таких местах обычно сильно выгибаются в сторону течения (рис. 1.6 II).

Примером подобной деформации (рис. 1.6 III) является район Гобустанской тектонической ступени на южном склоне Юго-Восточного Кавказа. Слои пластичных флишево-глинистых пород верхнего мела – палеогена смяты здесь в линейные складчатые домены запад-северо-западного – широтного простирания, разделенные протяженными (до 50 км и более) продольными разрывами: взбросами и надвигами преимущественно южной вергентности [Аллахвердиев и др., 1977; Григорьянц, 1982; Мирчинк, Шурыгин, 1972]. При этом вдоль последних также обнаружены признаки сдвиговых смещений, выраженные в

кулисном расположения присдвиговых складок и небольших (до 1–2 км) смещениях осей некоторых из них [Копп, 1997; Курдин, 1991] (см. рис. 1.6 III).

Сдвиговая деформация выражена и в региональном структурном рисунке (см. рис. 1.6 III, А). На западе, в районе сел. Астраханка, где присутствует один из крупнейших покровов региона, продольные складки собраны в тесно сжатый пучок, который к востоку постепенно раскрывается, и появляются небольшие поперечные складки, наложенные на структуры общекавказского простирания. Характерно, что эти складки часто торцово сочленены с продольными разрывами, не имея продолжения на противоположных крыльях последних; по удалении от сместителей разрывов поперечные складки погружаются. Исключение представляют те случаи, когда близко проходит следующий продольный разрыв: тогда соседние поперечные складки и флексуры могут сливаться в перемычки, насквозь пересекающие лентовидные продольные блоки (см. рис. 1.6 III). Все эти особенности заставляют считать, что создавшее поперечные складки сжатие простирания ЗСЗ-ВЮВ возникло в результате сдвиговых смещений по продольным разрывами.

В пределах детально изученного Шихзаирлинского участка (см. рис. 1.6 III) оказалось, что наиболее крупные левые и правые сдвиги оконтуривают блок (с несколько расплывчатыми границами), переместившийся в восточном направлении. Кроме конфигурации сдвигов, об этом свидетельствует и наличие дугообразно выпуклой к востоку системы поперечных складок (Бюргутская антиклиналь, Большесиякинская синклиналь и др.), которую логично связывать с компенсацией горизонтального перемещения (см. рис. 3.6 II).

Обращают на себя внимание и другие существенные особенности ориентировки и расположения сдвигов разного знака: 1) крупные правые и левые сдвиги практически параллельны друг другу, а также генеральному структурному плану территории (широтное – запад-северо-западное простирание); 2) небольшие сдвиги (часто оперяющие более крупные сдвиги того же знака или, реже, встречающиеся самостоятельно) обнаруживают больший разброс простираний: правые ориентированы от север-северо-западного до широтного направления, левые – от северо-восточного до запад-северо-западного; 3) по некоторым признакам (ориентировка присдвиговых складок, направление волочения крыла) можно предполагать, что вдоль разных участков одного и того же продольного разрыва происходили сдвиговые смещения разного знака. В целом возникает впечатление, что соседние лентовидные блоки между продольными разрывами, двигаясь по латерали с неодинаковой скоростью, испытывали автономное смятие. В какой-то мере и сами сдвиговые смещения, вероятно, создавались из-за неодинаковой реакции пород разной реологии на общую деформацию чистого сдвига в горизонтальной плоскости.

Совокупность всех этих фактов не позволяет для анализа данной деформационной обстановки напрямую использовать гипотезу скалывания Дж. Андерсона – А. Пека. Указанные особенности ориентировки сдвигов теоретически могли возникнуть как при сильном повороте первично диагональных сдвигов в процессе деформации, так и при расплющивании и растекании пород в сторону меньшего сжатия, либо при том и другом одновременно. Следует заметить, однако, что, если для небольших сдвигов механизм вращения вокруг вертикальной оси не исключен (о чем могут свидетельствовать наблюдавшиеся антитетические подвороты осей складок), то приложить его к объяснению генезиса крупных продольных разрывов, длительно развивавшихся в течение позднего миоцена-квартера и в целом параллельных столь же древнему структурному плану [Мирчинк, Шурыгин, 1972; Хаин, 1950; Шатский, 1951; Шихалибейли, 1956], на наш взгляд, уже практически невозможно.

В любом случае для реализации как вращения блоков, так и растекания материала между продольными разрывами требуется длительно действующее в одном и том же направлении горизонтальное сжатие. Кроме того, для второго из этих явлений необходима повышенная способность пород к пластической деформации. Отметим, в связи с этим, что главная область концентрации поперечных складок Северного и Центрального Кобыстана приурочена к полосе выхода пластичных глинисто-флишевых осадков мела и палеогена, разделяющей зоны более компетентных пород: карбонатов и метаморфизованных глинистых сланцев юры Шахдагской и Тфанской зон на севере и известняково-песчано-конгломератовых моласс – на юге. При этом наиболее сложные структуры пересечения (Кублядаг-Кабандагский узел) находятся на простирании осевой линии предполагаемого тектонического потока, проходящей по центру полосы пластичных пород.

Сходные с вышеописанными, однако гораздо меньшего масштаба, признаки латерального течения пород по субпараллельным сдвигам зафиксированы нами и для более западных частей Флишевой зоны южного склона Большого Кавказа: на Гомборском хребте, где в зоне шарьяжа тектоническое течение испытали глины свиты кинта (эоцен–олигоцен), и к западу от Алисисгорского покрова, где подобной деформации подвержены глины ильдоканской свиты среднего эоцена.

Соотношения структур сдвига со структурами надвига/поддвига в коллизионном орогене

Происходившие в горизонтальной плоскости перемещения и деформации в сдвиговом поле напряжений развивались геологически одновременно и связанно с выраженными в поперечном сечении зоны коллизии проявлениями надвигового поля: поддвигом плит и компенсационным скучиванием масс. При этом по отношению к скучиванию можно выделить (в наиболее общем плане) два генетических типа разрывов-сдвигов: сдвиги нагружения, участвующие в общем процессе увеличения сжатия и коллизионного утолщения литосферы орогена, и сдвиги разгрузки, сопутствующие процессу компенсационного сглаживания создающихся при скучивании неровностей литосферы и рельефа. Морфологически эти два типа сдвигов могут быть похожи, но их принципиальные отличия выявляются при анализе характера сопряженных с ними деформаций: перемещение по сдвигам первого типа аккомодируется увеличением поперечного сжатия продольных складок и надвигов, определяющих главный структурный каркас орогена; при этом величина утолщения литосферы (вертикального выжимания масс) увеличивается. Сдвиги же второго типа, напротив, уменьшают степень вторичного утолщения литосферы, распределяя скучиваемый материал на большей площади: они сопряжены с не столь сжатыми, но зато сильно надвинутыми к соседнему прогибу сорванными покровами, либо приводят к формированию комплексов просто построенных поперечных складок, развивающихся локально на периклиналях орогена и в других геодинамических убежищах, либо даже ассоциируют со сбросами и иными структурами растяжения.

Имеются и дополнительные отличия сдвигов обоих типов. Так, сдвиги нагружения, помимо сочленения с продольными к орогену структурами главного сжатия, сами по себе также нередко развиваются при участии поперечного к их плоскостям дополнительного сжатия 2-го порядка (обстановка транспрессии), а их простирание к орогену меняется от диагонального до поперечного – тогда как сдвиги разгрузки представлены либо полными (истинными) сдвигами, т.е. не имеющими компоненту надвига, либо сдвигами транстенсионного типа (сдвигами с компонентой растяжения), а их ориентировка по отношению к орогену колеблется в диапазоне от диагональной до продольной. Неодинаков и характер подворота досдвиговых структур в зоне сдвига: синтетический – для сдвигов нагружения и антитетический – для сдвигов разгрузки (см. табл.).

Согласно той роли, которую играют сдвиги обоих рассмотренных типов в создании и развитии структуры орогена, сдвиги нагружения концентрируются прежде всего у бортов последнего, а сдвиги разгрузки – в его осевой зоне и особенно на периклиналях. Если, как это чаще бывает, главное коллизионное давление приложено больше к одному из краев складчатой области, то ее асимметричная в поперечном сечении структура, выраженная в направленной к источнику давления вергентности, дополняется неравномерной концентрацией сдвигов разного генетического типа: сдвиги нагружения концентрируются на том краю, где это давление больше, а сдвиги разгрузки – на противоположном. Например, скачкообразно увеличивающие степень сжатия Южного склона Большого Кавказа правые сдвиги северо-западного простирания (Сурамско-Гокишурский, Центрально-Кавказский, Ленгибиз-Сальянский и др.), подходящие к нему с юга, от Куринской впадины и иногда даже от Малого Кавказа [Копп, 1989; Расцветаев, 1973], быстро «вязнут» в покровной зоне Южного склона. Выравнивающие же избыточное сжатие левые сдвиги Дагестана, Шахдагской и Бабадагской зон, а также Гобустана, сконцентрированы на самом севере и на восточном погружении орогена. Таким образом, фиксация свойств сдвигов нагружения и разгрузки позволяет определить местоположение источника действовавшего давления (примеры подобного анализа см. в [Копп, 1997, 2004, 2012]).

Кроме того, как показано автором данного раздела для востока Южного склона Большого Кавказа, морфология самих структур сдвига и продольных к орогену структур сжатия зависит также от направления смещения крыльев сдвигов по отношению к региональному надвиганию (и, соответственно, вызвавшему его глубинному поддвигу во встречном направлении) [Копп, 1989, 1997; Большой Кавказ..., 2007]. При этом обстановка нагружения может развиваться только в одном из крыльев сдвига, тогда как противоположное крыло демонстрирует условия разгрузки масс.

Так, если движение крыла сдвига шло попутно региональному надвиганию, т.е. к югу (для востока Кавказа это чаще северо-восточные крылья правых сдвигов северо-западного простирания), сдвиговое смещение компенсировалось формированием широкой ступени сильно скошенных к югу покровных пластин, выдавливавшихся в Куринский межгорный прогиб; иными словами, здесь развивалось общее скашивание (в механическом смысле, простой сдвиг) в вертикальной плоскости. Если же смещение крыла сдвига (теперь уже югозападного) шло, напротив, к северу, то есть навстречу общему надвиганию в орогене, сжатие фронтальной части крыла выражалось в форме возникновения осложненных кливажем сильно сжатых складок с вертикальными осевыми плоскостями, пакеты которых разделены крутопадающими разрывами шовного типа. Соответственно, общая для всего Большекавказского орогена однонаправленная южная вергентность складок и надвигов здесь не столь отчетлива, отмечаются и северовергентные структуры. Все это – признаки того, что горизонтальное сокращение пространства происходило здесь посредством механической деформации уже не простого, а чистого сдвига. На таких участках также резко возрастает стратиграфическая амплитуда структур сжатия, в ряде мест тектонически выдавлены на поверхность комплексы позднемезозойского вулканогенного фундамента Закавказской «плиты» – в отличие от смещавшихся к югу восточных крыльев сдвигов, где зеркало складчатости широких складчато-надвиговых ступеней близко к горизонтальному, а фундамент сильно перекрыт нагромождениями сорванных тектонических покровов.

Таким образом, смещение к северу юго-западных крыльев правых сдвигов Большого Кавказа создавало дополнительное нагружение деформируемого объема и поэтому увеличивало воздымание и поперечное горизонтальное укорочение орогена, тогда как южное движение их северо-восточных крыльев, напротив, расширяло ороген и тем самым приводило к компенсационной разгрузке создававшегося при поддвиге и скучивании избытка масс.

Анализ особенностей такого рода важен при определении природы покровообразования в каждом конкретном случае. В качестве примера можно привести уже давно ведущуюся дискуссию о природе покровов южного склона Большого Кавказа, по поводу чего выдвигаются следующие полярные точки зрения: а) гравитационное покровообразование на склоне древнего поднятия с активным надвиганием висячих крыльев надвигов [Белоусов, 1939], б) внешнее сжатие с широкомасштабным поддвигом Закавказской «плиты» к северу [Дотдуев, 1989; Копп, 1989; Ренгартен, 1941], в) внешнее сжатие с поперечным сплющиванием («содвигом»), где надвиговое скашивание вообще играет второстепенную роль [Расцветаев, 2002]. Между тем рассмотренные выше факты показывают, что описываемые этими концепциями диаметрально разные явления совмещаются в едином парагенезе сдвигов и структур сжатия [Копп, 1989]. Причем, если учесть это обстоятельство, а также трансорогенный характер участвующих в этом парагенезе сдвигов: как было констатировано выше, крупнейшие из них прослеживаются к Большому Кавказу далеко с юга, легко видеть, что, во-первых, сжатие было приложено извне, во-вторых, создавшее это сжатие давление было направлено именно с юга и, наконец, в-третьих, общая южная вергентность данного орогена также может быть связана с асимметрией указанной внешней нагрузки. которая логичнее всего объясняется поддвигом южной (Закавказской) литосферной плиты под северную – Евразийскую. Дополнительные структурные аргументы в пользу поддвиговой концепции приводились автором настоящего раздела в работах [Большой Кавказ..., 2007; Копп, 1989, 1997, 2004].

Области латерального перемещения и аккумуляции выжатого материала

Общие особенности структурного рисунка

Области тектонического сгруживания выжатых масс как структурные комплексы составляют единый парагенез с областями собственно выжимания и находятся на их непосредственном продолжении. Это определяет постепенные переходы между теми и другими и наличие ряда общих признаков, в частности, существенную роль сдвигового поля напряжений в структурообразовании. Вместе с тем, первые обладают яркими индивидуальными признаками, позволяющими их отличить от вторых [Копп, 1997].

Во-первых, «комплексы сгруживания» приурочены к наименее сжатым пересечениям коллизионного пояса – так называемым геодинамическим убежищам, которым свойственны затухание крупных продольных складчато-надвиговых зон и их виргации, а также переход по простиранию от доминирующего надвигового стиля орогена к сдвиговому, сбросо-сдвиговому и, на периферии, даже сбросовому. Характерно также общее снижение орогенного подъема и развитие глубоких поперечных межгорных впадин. В Альпийско-Гималайском коллизионном поясе наиболее крупные участки такого рода приурочены к промежуткам, находящимся между деформировавшими его плитами-инденторами (например, к Афганскому «коридору», разделяющему Периаравийскую и Перииндийскую коллизионные области) или между особенно выдвинувшимися к северу блоками и микроплитами 2-го порядка (поперечная Южно-Каспийская впадина между Закавказской и Центрально-Иранской микроплитами).

Во-вторых, в областях сгруживания выжатых масс, в отличие от областей их выжимания, сильно нарушается генеральный структурный план орогена: здесь возникают складки и надвиги, ориентированные поперек генеральному простиранию структур; образуются также раздувы складчатого пояса в плане, сопровождающиеся структурными дугами. Таковы зоны поперечных складок в Керченско-Таманской, Южно-Каспийской и Афгано-Таджикской межгорных впадинах Альпийско-Гималайского пояса, которые и сами простираются поперек последнего, а на юге обрамлены сильно изогнутыми к югу структурными дугами – такими, как дуга Талыша-Эльбурса-Аладага, обрамляющая с юга акваторию Южного Каспия.

Наконец, в-третьих, структура областей перемещения и аккумуляции выжатых масс в наибольшей степени отражает особенности, связанные с пластической деформацией и тектоническим течением горных масс. Результат последнего принимает вид однонаправленного вязко-пластического потока, который в мегамасштабе выражен ороклинальным изгибом орогенического пояса. Столь характерная для областей выжимания деформация чистого сдвига (проявляющегося там как в горизонтальной плоскости – в рассмотренных выше особенностях сдвиговой тектоники, так и в вертикальной – образованием взбросонадвигов, сутур и зон складок общего смятия с субвертикальными осевыми поверхностями и параллельными последним плоскостями кливажа и сланцеватости) здесь на всех уровнях замещается деформацией простого сдвига, или скашивания. Простой сдвиг так же развивается в двух плоскостях – горизонтальной и вертикальной. В первом случае происходит формирование вытянутых ороклинов глетчерного типа, ограниченных широкими зонами сдвигания; при этом они часто субпараллельны, несмотря на разный знак сдвига на противоположных боках потока – в отличие от диагональных сдвигов областей выжимания, пересекающихся между собой под углом, близким к прямому. Во втором случае в подошве надвигающегося потока образуются крупномасштабные структуры срыва с однонаправленной вергентностью складок и надвигов, указывающей на направление вытягивания и надвигания потока. Яркие черты подобного строения демонстрируют многие крупнейшие ороклины Альпийско-Гималайского пояса: Макранский, Сулейман-Киртарский, дуги Тавра и др (см. рис. 1.7, 1.8).

При этом компенсирующая горизонтальное перемещение зона складчатонадвиговых деформаций в вершине такого ороклина по сути и представляет область наибольшей аккумуляции выжатых масс. Несмотря на то, что эта зона развивается на значительную (иногда почти до 1000 км) ширину, она характеризуется относительно невысокой амплитудой орогенического подъема и пологим зеркалом складчатости, а также сопровождается масштабным межгорным бассейном в тыловой части. Все эти черты, выраженные в поперечном вертикальном сечении областей перемещения и аккумуляции выжатых масс, принципиально отличают их от орогенических зон областей выжимания, также образующихся при сжатии, но при этом гораздо более узких, высоко поднятых, с признаками поперечного расплющивания в вертикальной плоскости и часто дивергентных.



Рис. 1.7. Типовые структурные рисунки ороклинов, возникающих при разных формах изгиба в горизонтальной плоскости (план) [Копп, 1994]

А – поперечный изгиб в горизонтальной плоскости; Б, В – поперечный изгиб, осложненный вращением в горизонтальной плоскости: Б – изгиб досдвигового, первично прямолинейного элемента, В – новообразование сосдвиговых складок; Г – продольный изгиб в горизонтальной плоскости

I – досдвиговый маркер; 2 – сосдвиговые складки; 3 – сдвиги; 4 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); 5 – орогенные впадины, возникшие в результате растяжения и проседания участков коры; 6 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 7 – направления усилий, создающих ороклины; 8 – направления локальных поворотов блоков



Рис. 1.8. Примеры ороклинов, сформировавшихся при разных формах изгиба в горизонтальной плоскости [Копп, 1994]. А – Макранская складчатая система; Б – Карпаты; В – Таджикская виргация; Г – дуги Тавра

1 – оси складок; 2 – сдвиги; 3 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); 4 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 5 – орогенные впадины; 6 – офиолиты; 7 – крупные мегаскладки основания и центральные «ядра» орогенов; 8 – области проявления орогенного вулканизма; 9 – направления усилий, создающих ороклины, и направления движения блоков

Вопросы терминологии

Описанные выше особенности расположения и структуры областей аккумуляции выжатого материала имеют в общем универсальный характер, однако степень их выраженности в тех или иных случаях зависит от ряда дополнительных обстоятельств, прежде всего, от масштаба и глубинности проявления всего комплекса структур латерального выжимания. Кроме того, важным фактором формирования структурного рисунка областей сгруживания выжатого материала является наличие или недостаток пространства для аккумуляции выжатых масс, и здесь придется сделать некоторый экскурс в терминологию.

Авторы, занимавшиеся анализом структурных результатов тектоники выжимания, обстановку накопления выжатого материала обычно называют нагнетанием. Ранее такой анализ проводился преимущественно для деформаций в вертикальной плоскости; особенно интересно и обстоятельно это делалось в работах В.В. Белоусова [1976, 1985]. В качестве примера обычно приводятся ядра соляных и глубинных магматических диапиров, где формируется сложные формы складчатости пересечения, а также структуры течения с пересекающимися линейностью и сланцеватостью (для глубинных диапиров), отражающие всестороннее сжатие в подобных закрытых камерах.

Однако более углубленный анализ обстановок тектонического выжимания – как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях – показывает, что на их характер существенно влияет участие свободной поверхности земли. Например, можно ли считать нагнетанием свободное перемещение по земной поверхности (или близко от нее) выжатого из своей корневой зоны тектонического покрова и его оседание на крыле орогена либо в соседней межгорной или предгорной впадине? Хорошо известно также, что конкретное направление и скорость такого перемещения в значительной мере определяются уже не тектоническим выжиманием, а действием силы тяжести, регулирующей продвижение покрова к наиболее и глубокому прогибу. Роль свободной поверхности земли не менее существенна и при спецификации условий аккумуляции масс, выжимаемых в горизонтальной плоскости.

В соответствии с этим, представляется логичным выделять два вида обстановок тектонической аккумуляции выжатого материала. При этом в принципе неважно, в какой – вертикальной, горизонтальной или какой-либо иной – плоскости это происходит, хотя в данном случае подразумевается именно горизонтальная плоскость [Копп, 1991a, 1997].

Для первого случая, характеризуемого ясно выраженным недостатком пространства, подходит широкоупотребительное понятие нагнетания, но только в узком (строго физическом) смысле этого слова, когда выжатый материал накапливается в закрытой камере. В сдвиговом поле напряжений соответствующие условия могут проявиться или на значительных глубинах, где, по определению, пространство стеснено, или даже недалеко от поверхности, например, в случае столкновения разнонаправленных тектонических потоков или в условиях интерференции горизонтального сжатия разных направлений, обусловленной какими-либо иными причинами.

Для второго случая, когда передвижение выжатого материала не столь ограничено в пространстве (например, относительно недалеко от свободной поверхности земли или непосредственно по ней), мы будем использовать понятие «свободная тектоническая аккумуляция».

Рассмотрим проявление охарактеризованных выше обстановок аккумуляции выжатого материала на некоторых примерах.

Структуры латерального нагнетания выжатых масс и стесненной тектонической аккумуляции

Признаки латерального нагнетания масс в способную расшириться, но при этом пространственно ограниченную камеру, можно видеть в структурном рисунке сложной в кинематическом отношении области Восточного Ирана. В этом регионе на этапе коллизии Аравийской плиты с Евразией (неоген–квартер) имела место интерференция таких разных и противоречивых процессов, как общее субмеридиональное сжатие этой территории; субмеридиональное же растяжение, с которым связан коллизионный вулканизм; субширотное сжатие с формированием меридиональных надвигов и складок; и, наконец, крупномасштабный правый сдвиг вдоль субмеридиональных разрывов, аккомодировавший противочасовое вращение Аравийской плиты (подробный анализ и ссылки см. [Копп, 1997]).

По поводу генезиса развитых здесь субмеридиональных складчатых зон, среди которых особенно характерна Керман-Табасская (см. рис. 1.9 Б), высказывались разные точки зрения, однако наиболее распространено объяснение последней ее сжатием перед фронтом треугольного блока Центрального-Вос-



Рис. 1.9. Сравнение структуры вертикальных и горизонтальных диапиров [Копп, 1997] А – вертикальный диапир (принципиальная схема – вертикальный разрез, повернутый на 90°); Б – структурная схема Керман-Табасской зоны (Восточный Иран) – «горизонтальный диапир» *1* – фундамент; 2 – стратиграфические слои; 3 – направление нагнетания пластичных пород; 4 – сдвиги; 5 – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 6 – оси складок; 7 – мегантиклинали, сложенные палеозойско–триасовыми осадками в ядре. КТ – Керман-Табасская зона, Тб – Табасский рамповый грабен, Шт – антиклинорий Шотори. Разломы (цифры в кружках): 1 – сдвиг Найбенд, 2 – сдвиг Гавк, 3 – сдвиг Кухбенан
точного Ирана, выжимаемого из Аравийско-Кавказского синтаксиса к востоку [Тарроnnier et al., 1981]. По нашему же мнению, выпуклая к западу конфигурация Керман-Табасской зоны противоречит представлению об ее образовании в результате выжимания с запада: в этом случае она была бы выгнута не в западном, а восточном направлении, по ходу движения выжимаемого блока. С большей вероятностью с предлагаемым Таппонье и его соавторами механизмом можно было бы связывать образование другой – Систанской – складчатой зоны, находящейся по противоположную сторону от меридиональной Лутской впадины: эта зона действительно слегка выгнута к востоку. Однако заметим и здесь, что меридиональное простирание этой зоны в существенной мере предопределено иной причиной – она находится в зоне известного мегарегионального правого сдвига того же, субмеридионального, простирания.

Структурный рисунок Керман-Табасской зоны (см. рис. 1.9, Б, рис. 1.10) характеризуется относительно умеренной степенью сжатия и коробчатым профилем образующих ее складок; местами эти структуры осложнены взбросами,



Рис. 1.10. Предполагаемая модель соподчиненности разнопорядковых деформаций и перемещений в Центральном – Восточном Иране [Копп, 1997]

I - сдвиги; 2 - широкие зоны простого сдвига, устанавливаемые по расположению более мелких антитетических сдвигов с противоположным знаком смещения; <math>3 - взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителя); <math>4 - сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); <math>5 - осевые линии складок; 6 - направление движения вдавливающейся в Евразию Аравийской плиты (процесс 1-го порядка); 7 - направления реактивного выжимания масс, сопровождающегося меридиональным растяжением в Центральном и особенно Восточном Иране,а также поддвигом первого под последний (процесс 2-го порядка); <math>8 - направление более поверхностного противотока масс, сопровождающегося надвиганием в противоположном направлении и сжатием в Керман-Табасской зоне Восточного Ирана (процесс 3-го порядка); 9 - общее направление поворота блока Центрального – Восточного Ирана, обусловленного вращением Аравийской плиты (отраженное проявление процесса 1-го порядка). но ритмично чередующихся пологих надвигов и систематической однонаправленной вергентности здесь нет. При этом, наряду с главной линейной, меридионально ориентированной складчатостью здесь присутствует и поперечная субширотная, однако она является дополнительной и пространственно связана с субмеридиональными правыми сдвигами (разрывы Найбенд, Гавк, Кухбенан), будучи приурочена только к западным крыльям последних. Судя по морфологии этих складок (перпендикулярно причленяющихся к линии разрыва гемиантиклиналям, быстро погружающимся по удалении от него), они образовались при компенсации северного перемещения западных крыльев сдвигов. Сильная складчатая переработка, указывающая на правосдвиговое смещение, проявляется только в западных крыльях разрывов, тогда как восточные ориентированы продольно или слегка косо по отношению к главной меридиональной складчатости. Кроме того, в восточных крыльях преобладают синтетические подвороты осей складок, свидетельствующие о том, что правосдвиговое смещение ассоциировало с общим изгибом складчатой зоны по часовой стрелке.

Несомненно, указанные различия в строении западных и восточных крыльев правых сдвигов указывают на асимметрию строения деформируемой среды: южное перемещение блоков испытывало гораздо меньшее сопротивление, чем северное, сопровождавшееся дополнительным смятием. Это становится более понятным, если учесть, что недалеко на юге, в Макране, находится область субдукции Аравийского моря, в нависающей плите которой относительное движение масс было направлено также к югу. Иными словами, частные смещения восточных крыльев меридиональных правых сдвигов происходили согласно с этим более общим движением масс. В западных же крыльях сдвигов смещающиеся к северу блоки утыкались в почти поперечный движению фланг Копетдагской структурной дуги (см. рис. 1.10), где места для продвижения к северу было существенно меньше. Из-за этого блоки вынуждены были разворачиваться к западу с некоторым вращением против часовой стрелки.

Стоит подчеркнуть также, что внутри самой Керман-Табасской зоны не наблюдается признаков наложения присдвиговых субширотных гемиантиклиналей на субмеридиональные линейные складки (и нет также их взаимного пересечения): последние везде их плавно облекают. Таким образом, те и другие образуют единый парагенез и формировались при общих для них условиях. Поскольку вершина направленного к западу плавного изгиба зоны находится прямо напротив области наибольшей концентрации присдвиговых субширотных складок (см. рис. 1. 9 Б), можно предположить, что ее обе главные черты (субширотное сжатие и изгиб к западу) связаны с одной причиной – нагнетанием в ее восточной части материала, смещенного с юга по правым сдвигам. Таким образом, Керман-Табасскую зону можно сравнить со сводом диапировой складки, в ядро которой закачивается пластичный материал (см. рис. 1.9 А, Б). При этом роль «поверхности фундамента», вдоль которой идет перемещение нагнетаемого материала, здесь играет зона меридиональных сдвигов. С этих позиций проще объяснить возникновение таких специфических черт, как, например, треугольный новейший грабен Табас, который соответствует области деформационной тени, куда не успел дойти накачиваемый с юга материал, или осложненный меридиональным надвигом и выгнутый к западу надвиговый хребет Шотори (с данной точки зрения, структура сжатия, частично закрывающая деформационную тень).

Добавим также, что наличие некоторого относительно свободного пространства – геодинамического убежища, которое могло бы активизировать нагнетание масс, здесь несомненно обеспечивалось симметричным расхождением масс к югу и северу, выраженным веерообразным рисунком левых и правых сдвигов по краям треугольного домена Центрального-Восточного Ирана (см. рис. 1.10). Если считать, что эти сдвиги обрамляют жесткий блок, никакого растяжения в его тылу может и не быть. Если же рассматривать рисунок сдвигов как результат пластической деформации и течения масс, то выдвигание Копетдага и Макрана соответственно к северу и югу можно представить в качестве двух расходящихся струй тектонического потока. В этом случае между ними обязательно должно было существовать некоторое разрежение, куда могли засасываться нагнетаемые массы коры. Кроме того, меридиональное растяжение на глубине уже само по себе могло генерировать широтное сжатие поверхностных горизонтов. Принципиальная возможность подобного механизма (правда, только на уровне складчатости – в макротектоническом масштабе) была экспериментально доказана В. В. Эзом [1959].

Как видно, вышеохарактеризованная гипотеза объясняет главные свойства структуры Керман-Табасской зоны: ее форму дуги с выпуклостью к западу, быстрое затухание по простиранию (своего рода «самозарождение») и относительно незначительную деформированность слоев.

Структуры свободной тектонической аккумуляции и их соотношение со структурами нагнетания

Тектонические формы данного типа представлены изогнутыми в той или иной степени структурными дугами – ороклинами, образовавшимися в результате крупномасштабного вязко-пластического течения масс в сторону меньшего давления. При этом изгиб ороклина может быть как первичным (в том числе, связанным с диагональной ориентировкой структур сжатия по отношению к сдвигам), так и вторичным, то есть связанным с реальным изгибанием первично прямолинейной складчато-надвиговой зоны [Баженов, Буртман, 1990]. В строении реальных структурных дуг то и другое может сочетаться в разных пропорциях, однако в их образовании универсальна роль сдвиговой деформации. Свойства и элементы строения структур такого рода неоднократно и с разных позиций описаны [Буртман, 1984, 1989; Баженов, Буртман, 1990; Копп, 1997; М. Леонов, 2008; Carey, 1955; и мн. др.], а некоторые из них упоминались в начале раздела. Наиболее существенны здесь следующие типы структур: 1) фронтальные зоны сжатия, которые в зависимости от тектонического режима, масштаба, глубинности и других сопутствующих условий могут иметь вид изогнутого в плане орогена (или даже отдельной складчатой зоны), либо образовавшейся при участии субдукции и также изогнутой аккреционной призмы с вулканической дугой в тылу; при этом в ряде случаев, как, например, в упоминавшемся Макране (см. рис. 1.7, А, рис. 1.8, А), имеются переходы от моновергентной складчатой системы, состоящей из пакета скошенных в сторону движения ороклина тектонических покровов и чешуй, к вулканической дуге (в данном случае, окраинно-континентальной), а затем – и к аккреционной призме (Аравийского моря); 2) в тылу фронтальной зоны сжатия – тыловые межгорные бассейны или их группы (например, впадины Лут и Харан в тылу Макранской дуги), которые формируются с существенным участием сбросовой тектоники и других проявлений горизонтального растяжения; 3) фланговые мегасдвиги разного знака, ограничивающие поток выжатого материала с обеих сторон. Фланги Макранского ороклина представлены меридиональными мегасдвиговыми зонами: правосторонней Систанской (Лутской) на западе и левосторонней Чаманско-Киртарской на востоке.

Глубинные латеральные потоки выжатого материала могут быть ориентированы как вдоль орогена, будучи направлены к его менее сжатым периклиналям (таковы, например, ороклины, образованные поперечными складчатыми зонами на периклиналях Кавказа, Копетдага и в Таджикской депрессии [Копп, 1979)) (см. рис. 1.11), так и поворачивать поперек орогенного пояса в «проемы» между соседними сильно сжатыми складчатыми системами. Наиболее полно связь с латеральным выжиманием доказывается только для первых из них, тогда как вторые в этом смысле более проблематичны, ибо далеко не всегда можно разделить в их образовании доли участия собственно выжимания и других (независимых) процессов, например, субдукции. Такова Эллинская дуга с Эгейским бассейном растяжения в тылу. Когда-то она приводилась как прямой пример структуры, образовавшейся в результате компенсации направленного к западу выжимания Анатолийской плиты из Аравийского синтаксиса [Tapponnier, 1977]. Однако со временем стало очевидно, что смещения порядка 100 км по Северо-Анатолийскому правому сдвигу, который, как считалось, аккомодировал выжимание Анатолийской плиты, явно недостаточно



Рис. 1.11. Южно-Каспийское «геодинамическое убежище» и направления латерального выжимания масс [Копп, 1979, 1981]

I – направления складок и надвигов; 2 – региональные сдвиги и широкие сдвиговые зоны, 3 – некоторые орогенные впадины; 4 – направления: a – перемещения блоков и латерального выжимания материала, δ – регионального горизонтального сжатия для объяснения суммы растяжения в Эгейском регионе [Burke, Sengör, 1986; Sengör, 1979], и теперь для этого, помимо некоторого участия латерального выжимания, гораздо настойчивее привлекают представления об откате к югу субдуцирующего под Эллинскую дугу слэба и о растяжении в кровле Эгейского глубинного диапира. Собственно, то же самое необходимо отнести и к упомянутому выше Макранскому ороклину. При этом как в Эгейском регионе, так и в Макране участие латерального выжимания масс в формировании общего структурного рисунка, равно как и в приуроченности подобных областей к промежуткам между кульминациями орогенического пояса, достаточно неоспоримо, и вопрос заключается только в выяснении баланса тектонических процессов разного типа.

Обобщение палеомагнитных данных и особенности структурного рисунка в ряде случаев позволяют выяснить существенные кинематические детали: долю изгиба при формировании ороклина – потока выжатых масс, наличие или отсутствие дополнительного поворота этого потока в горизонтальной плоскости и т.п. (см. рис. 1.7; подробный анализ см. в [Копп, 1997]). Например, вращательная компонента движения масс угадывается по более активному смятию структур фронтальной зоны сжатия ороклина около одного из фланговых сдвигов (см. рис. 1.7 В и рис. 1.9 В). Складки образуют здесь сильно сжатый пучок, тесно примыкающий к внутреннему по отношению к ороклину крылу сдвига и постепенно раскрывающийся по удалении от него в виде вынужденной виргации.

Особенности строения области сгруживания выжатых масс рассмотрим на примере Южно-Каспийского геодинамического убежища, приуроченного к одноименной поперечной межгорной мегавпадине между Кавказом и Копетдагом. Помимо наиболее общих типовых черт строения подобных областей, здесь удается проследить соотношения двух упомянутых выше видов тектонической аккумуляции выжатых масс: свободной – в условиях их однонаправленного (ламинарного) течения и стесненной (нагнетания в узком смысле). Имеющиеся геологические данные позволяют восстановить здесь следующую картину разнонаправленных, но при этом согласованных горизонтальных перемещений коллизионного этапа (подробнее см. в [Копп, 1979, 1981, 1997]; см. также рис. 1.11).

По краям Южно-Каспийской впадины происходило сближение в меридиональном направлении Скифско-Туранской окраины Евразийской литосферной плиты с Куринско-Малокавказской и Копетдагской микроплитами, ограниченными попутными сдвигами. Оно привело к субмеридиональному сжатию в районе Копетдагского и Кавказского синтаксисов (в том числе, в районе восточного – Шахдагского – пережима последнего), где формировались складки и надвиги субширотного – запад-северо-западного простирания. В пределах же Южно-Каспийского блока (понимаемого здесь в широком смысле, вместе с периклиналями Большого Кавказа и Копетдага), ограниченного со всех сторон сдвигами, отмечаются, напротив, продольные – субширотные – перемещения материала, направленные от синтаксисов к «безгранитному» ложу Южно-Каспийской впадины. Эти перемещения разного знака интерферировали, приводя к возникновению складок разного простирания. В самых своих «истоках», т. е. ближе к вышеупомянутым пережимам орогенного пояса, эти движения развивались, вероятно, в условиях недостатка пространства, что привело к интенсивному субширотному сжатию Восточного Гобустана и Северо-Западного Копетдага и формированию здесь перекрестного структурного плана (см. рис. 1.11, рис. 1.12).

В пределах самой Южно-Каспийской впадины, видимо, существовал постоянно наращивающийся дефицит масс, который зафиксирован не только в ее прогибании, но и в разнообразных структурных проявлениях растяжения. Соответственно следует предполагать наличие южной по отношению к Евразии компоненты перемещения коры впадины – в сторону Эльбурса. Там оно, вероятно, компенсировалось сжатием и континентальной А-субдукцией под микроплиту Центрального Ирана, с чем согласуются признаки накатывания Южно-Каспийской впадины к югу [Копп, 1997]. По данным гравиразведки, дивергентный Эльбурс антиизостатичен и представляет собой полностью бескорневое (покровного типа) складчатое сооружение [Dehghani, Markis, 1984].



Рис. 1.12. Парагенезы поперечных складок и сдвигов (Северо-Западный Копетдаг) [Копп, 1979]. На врезке – Урумельджинская гемиантиклиналь

1 – стратоизогипсы кровли мела, проведенные через 1000 м; 2–5 – разрывы: 2 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей), 3 – сдвиги, 4 – разрывы с неясным характером смещения, 5 – Главный Копетдагский разрыв; 6 – геологические границы (а – согласные, б – трансгрессивные); 7 – маркирующие горизонты; 8 – элементы залегания, градусы; 9 – песчаники; 10 – известняки и конгломераты; 11 – конгломераты

Продольные перемещения и связанное с ними субширотное горизонтальное сжатие Южно-Каспийского блока особенно интенсивно происходили в плиоцене–квартере, с некоторым запаздыванием по отношению к меридиональным перемещениям, которые начались раньше: на Юго-Восточном Кавказе – в позднем миоцене, на Копетдаге – в раннем миоцене [Копп, 1972; Расцветаев, 1972; Ятченко, 1966]. На Эльбурсе меридиональное сжатие началось в раннем миоцене, но особенно усилилось на границе миоцена–плиоцена [Breddin, 1970; Stöcklin, 1974]. Вместе с тем, интенсивное скучивание в Копетдагском и Кавказском синтаксисах, обусловившее покровообразование, рост гор и смятие осадков в молассовых прогибах, продолжалось в течение всего плиоцен-четвертичного времени. Так что в первом приближении можно считать, что разнонаправленные горизонтальные перемещения в Южно-Каспийском регионе происходили одновременно и, скорее всего, согласованно.

Таким образом, внутри Южно-Каспийского блока господствовало поле напряжений с горизонтальной, субширотной ориентировкой главного сжатия, действовавшее одновременно с субмеридиональным сжатием в соседних синтаксисах. Напомним, что, как показано выше, последнее происходило не только в надвиговом, но и в сдвиговом поле напряжений, в котором развивались разнообразные проявления деформации чистого сдвига в горизонтальной плоскости как в форме хрупкого разрушения с формированием сдвиговых структур типа домино, так и в виде пластической деформации и течения масс (структуры мегабудинажа, а также расплющивания в горизонтальной плоскости (см. рис. 1.4, 1.5, 1.6). Все это в совокупности может быть объяснено единственной причиной: вытеснением краев Южно-Каспийского блока из соседних синтаксисов коллизионно-складчатого пояса.

Весьма вероятно, что с этим же, только на более глубоком уровне (скорее всего, уровне подошвы гранитного слоя), связано выгибание к югу дуги Эльбурса и компенсационное растяжение в Южно-Каспийской впадине. Следовательно, латеральное выжимание масс в Южно-Каспийском регионе происходило по той из упомянутых выше схем, согласно которой в результате этого процесса одновременно формируются поперечные структуры сжатия и раздув складчатого пояса.

Отметим некоторые общие особенности структурного рисунка области сгруживания выжатого материала в Южно-Каспийском регионе. Сюда были направлены два потока выжимаемых горных масс, один из которых географически включает Шемахино-Гобустанскую ступень Юго-Восточного Кавказа, прилегающие области Нижнекуринской впадины и территорию Бакинского архипелага, а второй, зарождаясь на Копетдаге, охватывает целиком его западную половину и большую часть Южно-Каспийской впадины – от Западно-Туркменской ступени до середины «безгранитного» днища. Несмотря на некоторые различия в размерах и характере деформаций, отмечаются и общие черты структурного рисунка, имеющие, на наш взгляд, типовой характер. Они обобщены на рис. 1.13. Области перемещения и сгруживания выжатых масс в плане имеют клиновидную форму: они сужаются около синтаксисов складчатого пояса, откуда выжимается деформируемый материал, и расширяются по ходу движения потока; на флангах последнего присутствуют региональные сдвиги. Такая конфигурация выжимаемых блоков лучше всего способствует их вытеснению в геодинамические убежища. В геологической структуре такие



Рис. 1.13. Структурный рисунок, характерный для поперечных складчатых зон, сформировавшихся при сгруживании выжатого материала – принципиальная схема, (план) [Копп, 1997]

1 – региональные сдвиги (черные стрелки – на активно смещающихся крыльях); 2 – надвиги (вершины треугольников – в сторону падения сместителей); 3 – складки; 4 – впадины растяжения; 5 – направление смещения блока-индентора; 6 – главное направление латерального выжимания масс; 7 – то же, локальные направления

блоки, как правило, выражены гемисинклинориями и уплощенными ступенями на периклиналях орогенов.

В тыловой части блоков присутствуют плоскодонные депрессии, обычно треугольные в плане и тем самым в уменьшенном варианте повторяющие очертания самого блока в целом (Джейранкечмезская и Ходжакалинская синклинали на Юго-Восточном Кавказе и Западном Копетдаге соответственно). Судя по такому расположению этих впадин, они, скорее всего, отражают постоянно поддерживающийся дефицит масс в области разгрузки. Известно, что в тылу смещаемых по горизонтали блоков обязательно должно присутствовать растяжение либо существенно уменьшиться сжатие.

Однако далее по направлению движения блоков структура резко усложняется. Непосредственно с треугольными мульдами граничат участки сильно сжатых поперечных складок, которые образуют структуры пересечения со складками продольной ориентировки, еще присутствующими в этой области. Однообразно выдержанная вергентность здесь нарушается, а некоторые складки имеют веерообразный профиль. Все это, в совокупности с относительно повышенным орогенным подъемом, указывает на то, что деформация идет в обстановке чистого сдвига с удлинением по вертикали. Около треугольных мульд зоны поперечных складок опрокинуты на мульды (Шихкаинская и Бурансызская антиклинали в Гобустане, Эйшемский антиклинорий на Северо-Западном Копетдаге) и часто выгибаются к ним в виде дуг. Такое, несколько неожиданное видимое надвигание структур назад по ходу движения тектонического потока может быть объяснено только сильной нехваткой пространства в месте его зарождения. В силу наличия здесь всестороннего сжатия верхние горизонты могут отставать от общего движения, и на самом деле мы здесь, видимо, имеем дело с поддвигом мульд под поперечные складки. Некоторые признаки поддвига Ходжакалинской мульды Западного Копетдага под Эйшемскую антиклиналь отмечались нами ранее [Копп, 1971].

Как бы то ни было в данном случае, все отмеченные выше главные свойства зон поперечных складок на данном участке: их сильное сжатие, дивергентный профиль, наличие по крайней мере двух, а то и трех перекрещивающихся структурных планов, относительно высокая степень орогенного воздымания (особенно наглядно это ощущается на Северо-Западном Копетдаге) – все это свидетельствует о том, что тектоническая аккумуляция выжатого материала шла здесь в обстановке его нагнетания в стесненное пространство. С данным выводом согласиется и то, что зоны перекрестной складчатости особенно сложно построены в точке зарождения потока выжатых масс, то есть ближе всего к синтаксису, где как раз и следует ожидать наибольшего недостатка пространства. Однако далее по ходу тектонического потока идет постепенное рассасывание избытка масс: зоны перекрестного структурного плана постепенно выклиниваются и, в итоге, продольные складки, соответствующие генеральному структурому плану орогена, уже полностью уступают место поперечным; сжатие и орогенное воздымание снижаются. Если в области нагнетания поперечные складки часто имеют вид гемиантиклиналей, погружающихся от краевых сдвигов к центру потока (см. рис. 1.12), то здесь они, напротив, воздымаются от сдвигов к центру последнего. По мере расширения клина они быстро увеличиваются в длину и превращаются в линейные, сильно выгнутые к межгорной впадине (геодинамическому убежищу) и заметно опрокинутые в том же направлении антиклинальные цепи. Морфология последних свидетельствует о том, что они возникли в результате широкомасштабного срыва и надвигания в направлении межгорной впадины, при наличии свободного пространства впереди; наклон зеркала складчатости согласуется с вергентностью. Фланги складчатых дуг осложнены системой кулис, свидетельствующей о попутном изгибу сдвигании.

Некоторые признаки (например, последовательное увеличение кривизны изгиба дугообразных складчатых зон по направлению к впадине) показывают, что по мере приближения латерального потока к последней его движение регулируется уже не только силой выталкивания, направленной из синтаксиса в сторону меньшего коллизионного давления, но и некоей дополнительной встречной, самостоятельно затягивающей его во впадину силой, в качестве которой логично рассматривать силу тяжести.

Все отмеченные особенности строения наиболее близкой к межгорной впадине части области сгруживания выжатого материала свидетельствуют о том, что горизонтальное сжатие и складкообразование здесь развиваются в обстановке простого сдвига как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Следовательно, тектоническая аккумуляция не имеет здесь никаких признаков нагнетания под давлением и должна квалифицироваться как свободное сгруживание выжатого материала, в существенной мере происходящее в гравитационном поле.

Обращает на себя внимание определенная плановая асимметрия структурного рисунка западного и восточного потоков выжатого материала в Южно-

Каспийском регионе. Она подчеркивается прежде всего более резкой выраженностью сдвигов северного обрамления Южно-Каспийского блока. Именно с ними связаны особенно сильные деформации сжатия и нагнетания в пределах области развития поперечных складок, гораздо более заметные, чем таковые около сдвигов южного обрамления блока. Повышенные сжатие и нагнетание материала именно около северной сдвиговой границы перемещающегося материала однозначно свидетельствует о недостатке пространства с этой стороны и, возможно, о некотором повороте выжимаемых потоков к югу. Данный вывод логично увязывается с направленным к югу изгибом Талышско-Эльбурсско-Аладагской дуги и растяжением в ее тылу. Очевидно, отодвигание последней к югу (относительно Евразии, а также Кавказа и Копетдага) создавало разрежение в тылу, куда могли засасываться потоки тектонически выжимаемых горных масс. Само по себе изгибание дуги, как мы попытались показать выше, также может быть следствием выжимания масс из соседних синтаксисов.

С поворотами потоков к югу согласуются и другие черты структурного рисунка: дугообразная, с некоторой выпуклостью к северу, форма северных сдвигов (аппроксимирующая повороты?) и особенности плановой конфигурации поперечных складчатых зон. Образуемые ими в плане дуги асимметричны: они осложнены сильно растянутым и плавно изогнутым северным флангом и коротким, как бы подвернутым, южным. Последнее вызывает ассоциацию такого латерального потока с проворачивающейся и накатывающейся (но здесь – в плане!) гусеничной передачей, обеспечивающей общее поступательное, с некоторым вращением, движение горных масс.

Общие особенности структурного рисунка сдвиговых перемещений в зоне коллизии

Условия и механизмы продольных перемещений внутри коллизионного пояса; сегментация орогена как результат его неравномерного сжатия

Изложенный материал демонстрирует значительную распространенность продольных горизонтальных перемещений внутри Альпийско-Гималайского орогенического пояса, считающегося примером коллизионных мегаструктур глобального масштаба. Эти перемещения были обусловлены, прежде всего, неровностями границ сталкивающихся плит и происходили в форме латерального выжимания материала от выступов этих границ (игравших роль штампов, или инденторов) к их вырезам – геодинамическим убежищам, где коллизионное сжатие снижалось. Происходившее с неодинаковой скоростью движение масс в горизонтальной плоскости способствовало формированию крупномасштабных сдвигов и их систем – зон, доменов и т.п. При этом, как было показано выше, образованные сдвигами структурные рисунки областей латерального выжимания (тектонической денудации) и областей сгруживания (тектонической аккумуляции) выжатого материала существенно неодинаковы.

В областях повышенного давления и латерального выжимания материала концентрировалась деформация чистого сдвига, при которой (в сдвиговом поле напряжений) поперечное укорочение орогена сопровождалось его продольным удлинением, на макроуровне сопровождавшемся формированием сдвигов, ориентированных по диагонали к тензору сжимающего напряжения. Эта деформация, в свою очередь, осуществлялась двумя разными механическими способами.

Первый из них – хрупкое разрушение, при котором продольное удлинение складчатых зон происходит путем либо согласованных поворотов вокруг вертикальной оси внутренне жестких ломтевидных блоков, ограниченных антитетическими сдвигами (механизм домино), либо их трансляции (поступательного перемещения) – если знак вращения сдвигов противоположен таковому вмещающей их более крупной (магистральной) сдвиговой зоны. Оба случая подобного рода можно увидеть в структуре Копетдага, где вращение по часовой стрелке крыльев синтетической мегазоны правых сдвигов, прослеживающейся туда от Восточного Ирана, сводило почти на нет противочасовые повороты антитетических правых сдвигов 2-го порядка, но зато умножало амплитуду поворотов по часовой стрелке антитетических левых сдвигов. В целом, хрупкое разрушение развивается на участках относительно меньшего сжатия (фланговые участки орогенов и зон индентации), благоприятных для возникновения доменов субпараллельных сдвигов одного знака, и это позволяет ограничиваемым ими узким блокам сохранять жесткость в процессе деформации. В мегамасштабе таков, например, домен правых сдвигов Северного Афганистана, Памира, Западного Тянь-Шаня и Кызыл-Кумов. Он находится на западном (левосдвиговом) фланге области внедрения Индийского индентора, на котором общий горизонтальный изгиб литосферы против часовой стрелки усиливал такое же вращение блоков-домино, ограниченных правыми сдвигами - антитетическими сколами R, внутри этой левосдвиговой мегазоны.

Второй из рассмотренных способов, сопровождающийся заметными изгибами и пластической деформацией блоков, характерен для мест лобового столкновения плит, в орогенах, соответствующих участкам их кульминации, структурным синтаксисам и пр. Симметричное удлинение складчатых зон в обе стороны неизбежно приводит здесь к формированию обеих возможных систем сопряженных антитетических сдвигов разного знака и к возникновению блоков трапециевидной формы, неспособных к одновременному согласованному повороту при деформации. В итоге продольное растаскивание таких блоков при чистом сдвиге приводит к формированию линзовидных и трапециевидных в плане мегабудин – что мы и видим на примере существенно более сильно деформированного по сравнению с Копетдагом Большого Кавказа, находящегося прямо напротив выступающего к северу контрфорса Аравийского индентора.

Наконец, при особо сильных напряжениях, а также при неоднородных деформациях, когда, например, происходит раздавливание зон податливых пород, продольное удлинение воображаемых материальных линий внутри орогена осуществляется посредством расплющивания и течения масс между продольными к орогену субпараллельными взбросо-надвигами со сдвиговой компонентой разного знака. В районе Гобустанской «ступени» Юго-Восточного Кавказа такое течение испытали маловязкие породы мел-палеогенового флиша между метаморфизованными сланцами юры и неогеновыми конгломератами, доломитами и известняками. По ряду признаков, можно полагать, что продольное сдвиговое течение в этом районе дополнительно усиливается его нахождением на восточной периклинали орогена, то есть неподалеку от геодинамического убежища Южного Каспия.

Области латерального перемещения и тектонической аккумуляции материала показывают наиболее яркие примеры вязко-пластического течения, здесь развиваются мегаструктуры типа изогнутых ороклинов и «тектонических глетчеров» (в последних изгибная деформация уже почти полностью уступает место горизонтальному течению). При этом в основании («истоке») подобного потока он имеет турбулентный характер: здесь локально усиливается сжатие, местами приобретающее всесторонний характер – что связано с нагнетанием материала в стесненное пространство и с соответственным формированием сложно построенной складчатости пересечения. По особенностям своей структуры такие участки напоминают ядра диапиров, только повернутых в горизонтальную плоскость («горизонтальные диапиры»); пример подобных структур рассмотрен для территории Восточного Ирана (Керман-Табасская зона). В сторону же «устья» тектонического потока, где появляется дополнительное пространство и поэтому турбулентность сходит на нет, создаются условия для более свободной тектонической аккумуляции: поток приобретает форму правильного вытянутого глетчера, надвигающегося в сторону выжимания. Такие переходы от стесненного нагнетания материала к его свободному растеканию в поле силы тяжести прослеживаются в клиновидных в плане зонах поперечных складок северной периферии Альпийско-Гималайского пояса. По мере удаления от области выжимания (соседнего синтаксиса коллизионного пояса) и приближения к участку сгруживания масс клин расширяется, и одновременно тектонический поток вместе с образующими его структурами приобретает более плавные очертания.

Наконец, в отличие от областей выжимания, здесь на всех уровнях происходит замещение столь характерной для последних деформации чистого сдвига (проявляющейся там как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях) деформацией простого сдвига. В данном случае, простой сдвиг в горизонтальной плоскости участвует в формировании широких зон сдвигания, ограничивающих вытянутые ороклины с боков; при этом сдвиги часто субпараллельны, несмотря на их разный кинематический знак на противоположных боках потока – в отличие от диагональных сдвигов областей выжимания, пересекающихся между собой под острым углом. В вертикальной же плоскости в подошве надвигающегося потока образуются крупномасштабные структуры срыва с однонаправленной вергентностью складок и надвигов, указывающей на направление вытягивания и надвигания потока. При этом компенсирующая горизонтальное перемещение зона складчато-надвиговых деформаций в вершине такого ороклина, по сути, и представляет собой область наибольшей аккумуляции выжатых масс. Несмотря на то, что эта зона развивается на значительную (иногда почти до 1000 км) ширину, она характеризуется относительно невысокой амплитудой орогенического подъема и пологим зеркалом складчатости, а также сопровождается масштабным межгорным бассейном в тылу. Все эти черты, выраженные в поперечном вертикальном сечении областей аккумуляции выжатых масс, принципиально отличают их от орогенических зон областей выжимания, также образующихся при сжатии, но при этом гораздо более узких, высоко поднятых, с признаками поперечного расплющивания в вертикальной плоскости и часто дивергентных.

Неравномерность сжатия Альпийско-Гималайского коллизионого пояса, связанная с наличием нескольких разделенных промежутками плит-инденто-

ров и с локальными неровностями их границ, определяет ритмическую повторяемость вдоль его оси сопряженных областей латерального выжимания (денудации) и областей аккумуляции – его сегментацию в виде системы своего рода мегабудин глобального масштаба, разделенных деформационными шейками. Наиболее крупными являются Западно-Средиземноморский, Карпато-Малоазиатский, Кавказско-Иранский, Гималайско-Тибетский и Индокитайский сегменты, разделенные соответственно Альпийским, Кавказским, Памирским и Ассамским синтаксисами. Большая ширина таких сегментов, несомненно, связана с их более умеренным, по сравнению с синтаксисами коллизионного пояса, поперечным сжатием в надвиговом поле напряжений. Однако рассмотренные выше признаки продольного удлинения складчатых зон в синтаксисах (Кавказском и Копетдагском) могут свидетельствовать и о том, что одновременно происходило какое-то продольное растаскивание соседних сегментов. (Этот вопрос, безусловно, требует уточнения). Однако в любом случае несомненно, что сходство с классическим будинажем, где происходит растаскивание компетентых слоев (то есть, главное перемещение сосредоточено в межбудинных промежутках, тогда как сами будины остаются жесткими), здесь только геометрическое. В реальности, «будины» (сегменты коллизионного пояса), как было показано выше, сами подвергаются интенсивной пластической деформации, сопровождаемой течением. Соответственно, их форма в плане менялась в ходе времени: в частности, имеются признаки их вторичного расширения, связанного с нагнетанием сюда выжимаемых масс и их течением в сторону промежутков между соседними инденторами [Копп, 1997].

Зона коллизии в поперечном сечении: структурно-кинематическая полярность областей индентации и ее распространение внутрь сталкивающихся плит

Сравнение особенностей структуры и орогенного развития областей индентации, образованных кайнозойским внедрением «гондванских» континентов в Евразию – Периапулийской, Периаравийской и Перииндийской коллизионной областей – показывает, что все они, при существенных различиях в структуре коры и предыстории развития, обладают в принципе одинаковым структурным рисунком коллизионных структур сжатия, сдвига и растяжения [Копп, 1991, 1994, 1997]. При этом сутура, соединившая разные плиты, сама вовлекается в постколлизионные деформации и оказывается как бы поглощенной этим структурным рисунком. Поперечная структурно-кинематическая зональность областей индентации расматривались с разных позиций в работах [Копп, 1991, 1997; Tapponnier, Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1981]. Напомним ее наиболее существенные элементы, отметив попутно, что ту же зональность можно рассматривать и как проявление направленной полярности, так как составляющие ее зоны образуют непрерывный ряд, где прослеживается стандартная последовательность динамических обстановок по мере удаления от индентора к периферии зоны его воздействия.

Поскольку каждая из коллизионных областей облекает (в плане) плиту-индентор, ее легко сравнить с огромной, глобального масштаба, мегаскладкой поперечного изгиба, только опрокинутой в горизонтальную плоскость; иными словами, это горизонтальная мегаскладка поперечного изгиба, шарнир которой субвертикален. Соответственно, как и обычная (вертикальная) складка такого типа, область индентации должна включать два структурно-кинематических домена, различающихся по кинематике деформации: внутренний, т.е. ближний к индентору («ядру» складки, и внешний – «присводовый». В пределах первого из них происходит нагружение деформируемой среды путем нагнетания материала (в том числе и вдоль оси, перпендикулярной вектору внедрения), тогда как во втором – его компенсационная разгрузка, рассредоточение на более широкой площади посредством, во-первых, выгибания литосферы вперед и, вовторых, параллельно происходящего латерального выжимания блоков (без выгибания), а на значительном удалении от источника давления – даже настоящее растяжение. Эти два домена области внедрения индентора (и соответствующей ей горизонтальной мегаскладки), с разным знаком деформации вдоль оси, перпендикулярной направлению внедрения, по определению, должны быть разделены нейтральной линией с нулевым значением деформации вдоль этой оси.

Во внутреннем домене каждой коллизионной области развиваются структуры, которые возникли в обстановке резкого недостатка пространства, сопутствовавшего нагнетанию материала в лобовой зоне столкновения. Главные элементы строения этого домена – зоны мегасдвигов разного знака, ограничивающих с противоположных флангов плиту-индентор и тем самым обеспечивающих нагружение деформируемой среды и подачу дополнительного материала в область давления, и соединяющая их область фронтального скучивания. Последняя, в свою очередь, может быть подразделена на две частные структурно-кинематические зоны.

Первая зона, находящаяся ближе к плите-индентору и даже наложенная на нее, демонстрирует аномальное, ориентированное перпендикулярно направлению внедрения, укорочение, связанное с максимально проявляющимся на фронте давления недостатком пространства (обстановкой «структурной тесноты»). Таковы сильно искривленные в плане структурные дуги, сформированные в значительной мере при участии продольного изгиба в горизонтальной плоскости, а их известный пример – так называемые фестоны Индостана: сложная бахрома структурных дуг – Кветты, Сулеймановых гор, тектонический узел Пенджаба и пр. На сочленениях с фланговыми сдвигами, обеспечивающими движение плиты-индентора, структурные дуги подобного типа имеют фестончатый характер: они резко асимметричны в плане и часто обладают эшелонированным расположением.

Вторая из двух рассматриваемых зон, географически в наибольшей степени соответствующая коллизионной сутуре, включает в себя сам главный ороген, высоко поднятый и представленный системой поперечных к оси давления индентора глубинных надвигов и сопряженных структур сжатия. Находясь в области наибольшего давления, все они деформируют не только заполнение остаточных океанических бассейнов, но и фундамент пододвигающейся плиты-индентора (например, Центральный надвиг Гималаев). Компенсирующее коллизионное давление выжимание материала здесь осуществляется только в вертикальной плоскости (включая и частичный поддвиг одной из плит), сдвиги не характерны, и поэтому логично считать, что именно эта зона соответствует упомянутиой выше нейтральной линии горизонтальной мегаскладки, с нулевым значением деформации вдоль оси, поперечной вектору давления. Именно здесь проходит рубеж между внутренним и внешним доменами коллизионной области.

Во внешнем домене скучивание и утолщение коры по мере удаления от индентора постепенно сходят на нет, однако параллельно возрастает компенсационное удлинение вдоль оси, поперечной вектору давления, и это накладывает существенный отпечаток на структурный рисунок. Первоначально удлинение реализуется в сдвиговом стресс-режиме, причем ближе к индентору в пределах этой, сдвиговой, структурно-кинематической зоны сдвиг сочетается со сжатием в надвиговом стресс-режиме (обстановка транспрессии), а на максимальном удалении от него в пределах данной зоны – с растяжением (обстановка транстенсии).

Структурный рисунок сдвиговой зоны изменяется не только в поперечном, но и в продольном направлении. Поскольку по разные стороны от вектора давления (или, что практически то же, от оси горизонтальной мегаскладки) изгибаемые «крылья» последней вращаются в противоположные стороны и, кроме того, от ее «свода» симметрично расходятся потоки выжимаемого материала, сдвиговые домены по разные стороны от линии максимального внедрения демонстрируют противоположную кинематику. При этом, поскольку во внешнем домене области индентации структурный стиль определяют компенсационные сдвиги разгрузки, знак этих сдвигов отличается и от знака соседних мегасдвигов внутреннего домена (являющихся сдвигами нагружения), даже если они надстраивают друг друга, и в совокупности приводят к общему кинематическому эффекту. Например, находящиеся во внутреннем домене левые мегасдвиги западного фланга Индостана (Чаманский и др.), синтетические по характеру подворотов крыльев, во внешнем домене надстраиваются группой антитетических правых сдвигов запада Центральной Азии (включающей Гератский, Талассо-Ферганский и ряд других известных разрывов). Зато те и другие – как синтетические, так и антитетические – сдвиги, в данном случае объединены общим (против часовой стрелки) вращением своих крыльев, совпадающим со знаком вращения соответствующего крыла гигантской складки поперечного изгиба. При этом присутствие более общего вращения на краю области индентации обусловливает в доменах антитетических сдвигов возможность согласованного вращения жестких блоков по механизму домино.

В пределах же области наибольшего внедрения индентора сдвиговая структурно-кинематическая зона построена симметрично, будучи представлена расходящимися в разные стороны под углом, близким к прямому, компенсационными сдвигами разгрузки разного знака. Для той же Перииндийской коллизионной области это, например, Талассо-Ферганский правый сдвиг северо-западного простирания и симметричный ему Алтынтагский левый сдвиг северо-восточного простирания в Китае. Ось симметрии между сдвигами разного знака является существенным элементом «оси растекания», маркирующей во внешнем домене область наибольшего давления индентора, и так или иначе выраженной в ее разных структурно-кинематических зонах. При этом в сдвиговой зоне кинематический эффект смещений может быть выражен двумя альтернативными, но совместимыми во времени деформациями: поворотом блоков в плане или их выжиманием в сторону без поворота, а доля каждой из этих деформаций в общем балансе масс определяется наличием более свободного пространства, соответственно впереди в первом случае или сбоку во втором [Копп, 1997].

В отличие от флангов области индентации, в ее лобовом секторе присутствие двух разноориентированных систем сдвигов противоположного знака не допускает согласованного вращения жестких блоков по механизму домино, и поэтому

здесь существенно увеличивается роль пластической деформации, сопровождаемой изгибом и разлинзованием блоков наподобие вышеохарактеризованных структур мегабудинажа в горизонтальной плоскости. Здесь же особенно характерны и проявления расплющивания материала с его течением по субпараллельным сдвигам разного знака, развитым, например, в Монголии. Интересен также приуроченный к району наибольшего изгиба горизонтальной мегаскладки трапециевидный блок между сдвигами разного знака – своего рода аналог грабена на своде поднятия, или «горизонтальный грабен» [Копп, 1997].

Ослабление по мере удаления от индентора его давления (и соответственное снижение величины укорочения вдоль вектора давления), но при этом в какой-то степени еще сохраняющееся удлинение поперек этому вектору – все это в конце концов результирует в исчезновении сдвиговой деформации и появлении следующей, уже последней, структурно-кинематической зоны – зоны растяжения, или сбросовой зоны, завершающей весь цикл компенсационных явлений во внешнем домене области внедрения индентора.

В основной части данной зоны ось растяжения, как это и должно быть, ориентирована поперек вектору давления и, соответственно, образующие ее сбросы и грабены, ориентированы вдоль последнего, чему в данной части области индентации сооветствует промежуточная ось напряжений. Наибольшая концентрация структур растяжения отмечается на выпуклом замке облекающей индентор мегаскладки поперечного изгиба, в районе оси растекания. Таковы, например, субмеридиональные, до ССВ-ного простирания, сбросы Окско-Донского и Западно-Прикаспийского новейших прогибов в Периаравийской коллизионной области и субмеридиональные (до СВ-ного простирания) грабены Хубсугульско-Байкальского рифтового района – в Перииндийской. Однако около самой периферии данной зоны (на наибольшем удалении от индентора) широко развиты и структуры растяжения прямо противоположной ориентировки: в Периаравийской области – субширотные новейшие грабены Общего Сырта и, такого же простирания, эрозионно-тектонические уступы широтных отрезков Волги и Камы, а в Перииндийской – серия субширотных (до ВСВ-ного простирания) рифтовых грабенов Забайкалья (Верхнеангарской, Муйской и др.) [Саньков и др., 2011]. Неслучайность возникновения структур растяжения подобной ориентировки подкрепляется и ассоциацией с ними малоамплитудных структур сжатия, вытянутых не поперек, а вдоль вектора коллизионного давления. Таковы валы и зоны дислокаций СВ-ного – субмеридионального простирания в первом из сравниваемых районов (Борлинские и Присурский валы, Вятские дислокации) и внутриплитные новейшие надвиги ССВ-ного простирания в Байкало-Витимском нагорье Прибайкалья – во втором.

Факты такого рода указывают на связанное с какими-то причинами дополнительное усложнение поля напряжений в области затухания коллизионного давления. Согласно предположению, высказанному автором настоящего раздела, оно обусловлено компенсационным выравниванием того дефицита масс, который в условиях сплошной среды должен возникать в лобовой части области индентации из-за удаления вбок выжимаемого материала [Копп, 1997, 2004, 2011а, б, 2012]. На периферии области индентации, в сбросовой структурнокинематической зоне, этот нарастающий дефицит масс уже не восполняется поперечным коровым укорочением коллизионной природы. Поэтому вероятна некоторая компенсационная нивелировка градиента масс, которая может происходить здесь только посредством их встречного забора из среды, вмещающей область индентации – что неизбежно приведет к возникновению поверхностей отрыва и сбрасывания, ориентированных поперек таковым в области непосредственного динамического влияния индентора.

Рассмотренная последовательность структурно-кинематических зон в составе области индентации универсальна и прослежена для всех коллизионных областей Альпийско-Гималайского орогенического пояса [Копп, 1997]. Она, при условии того, что составляющие ее элементы подтверждены независимыми структурными исследованиями и хотя бы в общих чертах откартированы, позволяет определить размеры и форму области индентации и наметить границы соседних коллизионных областей. Примеры подобного анализа приведены в работах [Копп, 1997, 2004, 20116, в, 2012].

Весьма существенны также большие размеры областей индентации, далеко выходящие за пределы собственно зоны коллизии. Это прежде всего касается внешних доменов данных областей, включающих зоны сдвига и растяжения, которые продолжаются далеко к северу в глубь платформенных территорий. Например, несомненные признаки динамического влияния коллизии Аравии-Евразии прослеживаются на север до Среднего Поволжья [Копп, 2004]. В пределах юго-восточной части Русской плиты и на Сифской молодой платформе выделяются прослеживающиеся сюда от Большого Кавказа структуры сдвиговой структурно-кинематической зоны внешнего домена Периаравийской коллизионной области, но, в отличие от Кавказа, где сдвиг идет в обстановках транспрессии и собственно сдвига, здесь (Донбасс, Кряж Карпинского) деформация сдвига сочетается с растяжением. При этом последнее в пределах Воронежского массива и сопряженной части Прикаспийской синеклизы уже начинает доминировать. Помимо этой зональности, о принадлежности юговостока платформенной территории к Периаравийской коллизионной области непосредственно свидетельствуют и многие черты динамики и развития внутриплитных дислокаций: а) существенная горизонтальная компонента деформации, выраженная в формировании надвигов и сдвигов, б) субмеридиональная ориентация сжатия, устанавливаемая как по простиранию крупных разрывов разной кинематики, так и по результатам мезотектонических наблюдений, в) сходство новейшего структурного рисунка платформы и Периаравийской коллизионной области (например, новейшие правые сдвиги преобладают на западе, где они образуют единый домен с таковыми Анатолии и Западного Кавказа, тогда как левые сконцентрированы на востоке, как и на соседних Большом Кавказе и Эльбурсе, г) отмечавшаяся еще Н.С. Шатским строгая одновозрастность позднекайнозойских фаз складчатости в пределах платформенной территории и на соседних Кавказе и Копетдаге.

В рамках рассматриваемой проблемы интересно также отметить, что, хотя связанные с коллизией приповерхностные деформации чехла данной платформенной территории в целом весьма умеренны, в нижней части чехла у кровли фундамента напряженность структуры и наклоны слоев заметно увеличиваются, а приповерхностные флексуры вглубь замещаются настоящими разрывами, и в том числе надвигами. При этом усложняется и структурный рисунок, показывающий наличие таких черт, которые могут быть связаны только с весьма заметными горизонтальными деформациями, в том числе и пластического свойства: сигмоиды (Донбасс), виргации (Жигулевские, Вятские дислокации), структуры мегабудинажа в горизонтальной плоскости (Саратовские дислокации), сдвиговые структуры домино (Сальско-Манычское поднятие, Керенско-Чембарские дислокации) [Копп, 2004, 2011в]. Высокая мобильность фундамента, его способность испытывать достаточно напряженные наложенные деформации, распространяющиеся на тысячи километров от самой зоны коллизии, дает, по мнению автора настоящего раздела, ключ к решению дискуссионного и часто подвергаемого сомнению вопроса о возможности передачи коллизионных напряжений на столь значительные расстояния.

Литература

Аллахвердиев Р.А., Машашвили А.Б., Мамедов Н.А. Тектоника Герадильской антиклинальной зоны Северного Кобыстана // Изв. вузов. Нефть и газ. 1977. № 7. С.7–10.

Баженов М.Л. Изучение структур Копетдага палеомагнитным методом // ДАН СССР. 1979. Т. 245. № 1. С.170–174.

Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты–Кавказ–Памир). М.: Наука, 1990. 167с.

Башелешивили Л.В. Особенности тектонического строения северной периферии восточного сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны (между городами Гори и Каспи) // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т.119. № 3. С.457–459.

Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Тр. ЦНИГ-РИ. Вып. 126. Л-М.: ОНТИ, глав. Ред. геол.-разв. и горно-топлив. лит-ры, 1939. 92с.

Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207с.

Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Демина Л.И., Короновский Н.В., Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. и др. / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С.17–31.

Буртман В.С. Кинематика Аравийского синтаксиса // Геотектоника. 1989. № 2. С. 67–75.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1977; 181 с. (Тр. ГИН АН ГССР; № 57).

Гептнер Т.М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1970. № 4. С. 81–89.

Горшков Г.П. Дизьюнктивная тектоника Копетдага и закон скалывающих напряжений // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 1947. № 1. С.103–115.

Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С.42–53.

Дотдуев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 82–91.

Калугин П.И. О диагональных разрывах Центрального Копетдага // Сов. геология. 1946. № 11. С. 44–52.

Каляев Г.И. Дизьюнктивная тектоника Копетдага и ее связь со складчатыми структурами. М.-Л.: Госгеолиздат, 1946. 42 с.

Копп М.Л. Структура Северо-Западного Копетдага и условия ее формирования: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1971. 29 с.

Копп М.Л. О предмиоценовой структуре Западного Копетдага // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1972. № 6. С. 19–27.

Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.

Копп М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 2. С. 14–28.

Копп М.Л. Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуринской впадины // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 99–104.

Копп М.Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113–122.

Копп М.Л. Использование особенностей поверхностного геологического строения и неотектоники для рекогносцировки поднадвиговой структуры Среднекуринской впадины (в связи с ее нефтегазоносностью) // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 36–72.

Копп М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжимания: Автореф. дис.... д-ра геол.мин. наук. М.: ГИН. 1991а. 35 с.

Копп М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991б. № 1. С. 21–36.

Копп М.Л. Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 35–51.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 340 с.(Тр. ГИН РАН, вып. 552).

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // М.: Наука, 2004. 314 с.(Тр. ГИН РАН, вып. 506).

Копп М.Л. Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011а. № 5. С. 71–90.

Копп М.Л. Проблема монолитности Евразийской плиты в кайнозое (в свете данных об эволюции и динамике формирования компрессионных внутриплитных дислокаций Северо-Западной Евразии) // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина, г. Москва, 1–4 февраля 2011 г. 2011б. М.: Изд-во Геологический факультет МГУ. Электронная версия. С. 918–923.

Копп М.Л. Наложение разноориентированных кайнозойских напряжений в центре Русской плиты // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриплитных орогенов. Мат-лы 5-го Международного симпозиума, г. Бишкек. 19–24 июня Т. 2. Бишкек: Научная станция РАН, 2011в. С. 37–40.

Копп М.Л. Вятские внутрикратонные дислокации: наложение разноориентированных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2012 (в печати).

Копп М.Л., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги на Юго-Восточном Кавказе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 11. С. 30–37.

Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско-Левантийская зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 1. С. 75–79.

Крымус В.Н. Разрывная тектоника Копетдага // Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966. С. 186–191.

Курдин Н.Н. Пирсагат-Сальянская зона разрывов Юго-Восточного Кавказа (морфокинематический анализ) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 2. С. 31–39.

Курдин Н.Н. Новейшая тектоническая структура южного склона Юго-Восточного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования: Автореф. дис.... канд. геол.мин. наук. М.: МГУ, 1991. 17 с.

Леонов М.Г. Горизонтальные протрузии в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008, № 5. С. 3–36.

Милеев В.С. К проблеме выделения интерференционной складчатости // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1977. № 6. С. 3–19.

Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.

Огнев В.Н. Тектоника Туркменской ССР // Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1937. С. 467–472.

Расцветаев Л.М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. № 3. С. 93–108.

Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 35–70.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. Вып. 57. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 57–108.

Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 109–112.

Расцветаев Л.М. Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333–373.

Ренгартен В.П. Тектоника Большого Кавказа // Геология СССР. Т. Х. Ч. 1. Геологическое описание. 1941. С. 460–479.

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

Хаин В.Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку: Азнефтьиздат, 1950. 224 с.

Шатский Н.С. О длительности складкообразования и фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 1. С. 15–53.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 222 с.

Эз В.В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разных простираний // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, № 4. С. 113–116.

Ятченко Л.Д. О возрасте диагональных разрывов Западного Копетдага // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1966. № 4. С. 127–128.

Bazhenov M.L. Palaeomagnetism of Cretaceous and Palaeogene sedimentary rocks from the Kopet-Dagh and its tectonic implications // Tectonophys. 1987. Vol. 136. №3/4. P. 223–237.

Breddin H. Der Elburs im Iran, ein schuppengebirge // Geologische Mitteilungen. 1970. Hf. 10, N_{0} 1. P. 61–100.

Burke K., Sengör A.M.C. Tectonic escape in the evolution of the continental crust // Reflection seismology. The Continental Crust. Geodin. Ser. Vol. 14. / Edited by M.Barazangi and Brown, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1986. P. 41–53.

Carey S.W. The orocline concept in geotectonics // The papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania. 1955. Vol. 89. P. 255–288.

Carter J., Luyendyk B., Terres R. Neogene clockwise tectonic rotation of the eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. Vol. 98, № 2. P. 199–206.

Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Geol. Soc. Amer. Bul. 1955. Vol. 66. P. 241–256.

Cloos H. Über antitetische Bewegungen // Geol. Rdsch. 1928. Bd. 19. h. 3. P. 246-251.

Dehghani G.A., Makris J. The gravity field and crustal structure of Iran // Nneues Jahrb. Geol. und Palaontol. Abh. 1984. Vol. 168, № 2/3. P. 215–229.

Freund R. Rotation of strike-slipe faults in Sistan, Southeast Iran // J. Geol. 1970. № 2. P. 188–201.

Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics. 1974. Vol. 21. № 1/2. P. 93–134.

Höeppener R., Kalthoff R., Schroeder P. Zur physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiendenen Deformationen im Experiment // Geol. Rdsch. 1969. Vol. 59. P. 179–193.

Ron H.R., Freund R., Eyal I. Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. № 7. P. 6256–6270.

Sengör A.M.C. The north Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 269–282.

Stöcklin J. Northern Iran: Alborz Mountains // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1974. № 4. Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. P. 213–234.

Tapponnier P. Évolution tectonique du système Alpin en Méditerrané: poinçonnement et écrasement rigide-plastique // Bul. Soc. Geol. Fr. 1977. Vol. 19. P. 437–460.

Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. Vol. 264. № 5584. P. 319–324.

Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau Ch. Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. № 2. P. 355–371.

Tchalenko I.S., Ambraseys N.N. Structural analyses of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol Soc. Amer. Bul. 1970. Vol. 81. P. 41–60.

Wilcox R.n., Harding T.R., Sceely D.R. Basic wrench tectonics // Amer. Assoc. Petr. Geol. Bul. 1973. Vol. 57. P. 74–96.

ГЛАВА ВТОРАЯ СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО ТЕЧЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕП)

Введение

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) является одним из важнейших объектов исследований внутриплитной тектоники. Материалы по анализу полей напряжений и сейсмичности, структурные и общетектонические построения легли в основу представлений о существенных деформациях этой плиты в связи с ее горизонтальными перемещениями и взаимодействием со смежными подвижными поясами и плитами [Копп, 2005; Кропоткин, Ефремов, 1993; Леонов Ю., 1993, 1995]. В настоящее время остается много проблем, касающихся анализа характера внутриплитных деформаций ВЕП, изучения внутриплитных структурных ансамблей, связанных с горизонтальными перемещениями, а также выявления механизмов передачи напряжений от активных границ плиты на многие сотни километров, что вызывает немало вопросов и сомнений.

Новые структурно-кинематические данные позволяют пролить свет на некоторые из поставленных выше проблем. Исследования в северо-восточной части ВЕП, включая ЮВ часть Балтийского щита и прилегающую обширную область развития платформенного чехла, позволили выявить весьма сложный ансамбль структур, имеющих долгоживущий и «сквозной» по отношению к системе фундамент—чехол характер развития [Зыков и др., 2008; Колодяжный, 2010; Колодяжный и др., 2007]. Было отмечено, что тектонические нарушения в докембрийском фундаменте, заложившиеся в конце палеопротерозоя, на плитной стадии развития ВЕП испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные подвижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур, наблюдаемых в обнажениях.

Зонам дислокаций СВ части ВЕП свойственны не только долгоживущий характер развития, но длительно существующие тенденции кинематической эволюции. Этот феномен был выявлен на основании анализа особенностей тектоники различных этажей платформы: древних докембрийских структур Балтийского щита, «сквозных» структур, развитых вдоль его окраин и проникающих из докембрийского фундамента в осадки фанерозойского чехла Русской плиты, а также относительно молодых зон дислокаций плитного чехла, расположенных на большом удалении от Балтийского щита. Структурными наблюдениями была охвачена вертикальная колонна (разрез) разновозрастных комплексов от архей-палеопротерозойских образований фундамента до отложений фанерозойского чехла ВЕП. В пределах всех изученных комплексов на обширных площадях была отмечена ведущая роль структур горизонтального перемещения, выраженных в развитии сдвигов и областей их динамического влияния, транспрессионных и транстенсионных зон, в виде субслойных срывов, надвигов и покровов. При этом было отмечено, что разрозненные зоны дислокаций в совокупности образуют единые структурные ансамбли, отражающие горизонтальные перемещения крупных сегментов ВЕП в виде плито-потоков и горизонтальных протрузий.

В этом разделе будут приведены материалы, иллюстрирующие особенности эволюции и длительный характер развития структур латерального перемещения. Рассматриваемые в работе структуры такого рода по нашим представлениям отражают единую цепь динамических событий, действовавших от раннего палеопротерозоя до неотектонического этапа развития ВЕП. Структуры будут рассмотрены последовательно от древних к более молодым, а по характеру расположения – от центральной части Балтийского щита к его ЮВ окраине и далее к ЮВ в центральные области Русской плиты. Рассматриваемый ряд структур включает в себя палеопротерозойскую Колвицко-Умбинскую горизонтальную протрузию Беломорско-Лапландского пояса, долгоживущую структуру латерального перемещения Ветреного Пояса, образующую крупный выступ на ЮВ окраине Балтийского щита, структуры осадочного чехла Русской плиты, составляющие Двинско-Сухонский плито-поток, расположенный на одной оси со структурами Ветреного Пояса.

Методические аспекты кинематического анализа платформенных структур

Методические основы кинематических исследований изложены в целом ряде работ [Копп, 2005; Лукьянов, 1965, 1991; Морозов 2002б; Расцветаев, 1987; Талицкий, 1994; Hanmer, Passchier, 1991; Hatcher, 1995; Ramsay, Huber, 1983 и др.]. Общая методика структурно-кинематического анализа, использованного нами при исследованиях, подробно рассмотрена в работе С.Ю. Колодяжного [2006]. Она прошла успешное тестирование при изучении сложноскладчатых докембрийских комплексов Балтийского щита. Опыт исследований платформенных структур показал, что основные положения этой методики могут быть использованы и при изучении дислокаций плитного чехла. Это касается, прежде всего, структур – кинематических индикаторов, которые свойственны не только высоко метаморфизованным комплексам фундамента ВЕП, но и перекрывающим их осадкам фанерозойского чехла, испытавшим относительно слабые структурно-вещественные преобразования. Среди важнейших кинематических индикаторов можно отметить макро- и микро-С-S-структуры милонитов, различные виды ротационных структур, асимметрично построенные зоны рассланцевания и разлинзования, сколовых и складчатых деформаций, а также ряд других плоскостных и линейных структур.

При изучении структур платформенного чехла появляется некоторая специфика, связанная с физическими свойствами пород, термодинамическим режимом деформаций и относительно слабой интенсивностью проявления последних. Нередко приходится иметь дело со слабо выраженными структурами, которые находятся на начальных стадиях формирования. С одной стороны, приповерхностные условия проявления деформаций способствуют преимущественно хрупкому разрушению пород, с другой – неравномерные процессы постседиментационного преобразования осадков приводят к формированию слоистых и более сложных реологически контрастных сред, образованных породами с различной вязкостью. Характер проявления деформаций в таких условиях контролируется, прежде всего, литологическими свойствами вмещающих пород.

Сочетание в стратиграфическом разрезе пластичных глин, слабо сцементированных песков и высококомпетентных пород (доломиты, песчаники и др.) приводит к ситуации, когда в едином поле напряжений единовременно формируются структуры пластического и гранулярного течения, хрупкого разрушения и макроблокового скольжения. Это способствует эффектам перераспределения деформаций, когда релаксация напряжений происходит преимущественно в пластичном слое, а в смежных вязких слоях деформация либо отсутствует, либо проявляется в формировании структур иной ориентировки и совершенно другого типа. Явления рефракции на границе слоев с разной компетентностью обуславливают изменения в пространственной позиции плоскостных структур. Например, во многих случаях отмечались резкие изменения углов падения нарушений, которые в пластичных слоях представлены сдвиго-надвигами, но, проникая в компетентные слои, трансформируются в сдвиги и взбросы. Характерно сложное сочетание крутопадающих сдвиговых структур в вязких слоях с зонами субслойного срыва и течения в смежных пластичных прослоях. Эти особенности приводят к появлению дисгармонии и ложных структурных несогласий между горизонтами с различными реологическими свойствами, а также к ложному впечатлению о полифазности деформаций. Кинематический анализ требует учитывать эти факторы.

В процессе изучения платформенных структур весьма эффективны методы комплексного дистанционного анализа. Дешифрирование цифровых карт рельефа (спутниковая альтиметрия) и аэро-космоснимков позволяет выявить некоторую систему линеаментов далеко не всегда имеющих определенное тектоническое значение. Однако последующее сопоставление полученных результатов с геолого-геофизическими данными позволяет перейти от абстрактного линеаментного анализа к более конкретным тектоническим построениям. В процессе этого важно выбрать из множества выявленных линеаментов системы нарушений, имеющих связь со структурами чехла и фундамента, выраженными в стратоизогипсах различных глубинных уровней. Эти данные уточняются на основе анализа конфигурации гравитационных и магнитных полей. Предварительная кинематическая идентификация нарушений проводится на основе анализа структурных рисунков и особенностей плановой конфигурации структур. Теоретические аспекты этого анализа здесь не приводятся, так как они подробно рассматриваются во многих работах [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965, 1991; Копп, 2005; Морозов, 2002б; Расцветаев, 1987; Шерман и др., 1983].

Результаты дистанционного анализа не могут быть достоверными без заверочных полевых исследований. По материалам последних для каждой точки наблюдений строятся обобщающие диаграммы, отражающие пространственные сочетания структур, среди которых можно выявить кинематически согласованные сообщества, образующие единый парагенез. При изучении платформенных структур весьма информативными являются системы трещин, составляющие зоны сдвиговых деформаций¹ Обычно удается выявить закономерные их сочетания в виде главных магистральных нарушений (L или C) и вторичных оперяющих трещин: синтетических (сколы Риделя R, P) и антитетических (R', X) сколов, трещин отрыва (T) и структур сжатия (F, S) (рис. 2.1 A). Магистральные нарушения выявляются на основании наблюдений за характером изменений (градиентом) деформаций: линейные зоны, по отношению к которым происходит сгущение трещиноватости и нарастает интенсивность деформаций, как правило, соответствуют ориентировке этих структур.



Рис. 2.1. Схемы, поясняющие принципы кинематической интерпретации структурных парагенезов в зонах сдвиговых деформаций. А – классификационная схема «сколов Риделя» (адаптировано из [Крапивнер, 1986]); Б – разноранговые структурные парагенезы сдвиговых зон

1 – сдвиги; 2 – взбросы и надвиги; 3 – сбросы; 4, 5 – структуры сжатия (4) и растяжения (5); 6 – отрывы; 7, 8 – направления сдвиговых (7) и тангенциальных перемещений (8); 9 – ориентировка главных осей деформации. Буквы на схеме: L, C – главные магистральные сдвиги; R, P – вторичные (оперяющие) синтетические сдвиги и сколы; R', X – вторичные антитетические сдвиги; T – структуры растяжения (отрывы); F, S – структуры сжатия (складки (F), сланцеватость (S) и др.)

¹В данном случае термин «зона сдвиговых деформаций» имеет механофизический смысл и противопоставляется термину «зона сдвиговых дислокаций» в геологическом смысле (сокращенно – «зона сдвига»), который предлагается использовать по отношению к крутопадающим зонам складчато-разрывных деформаций, связанных с горизонтальными перемещениями по простиранию нарушения (по [Колодяжный, 2006]).

Пространственная позиция дополнительных (оперяющих) структур в различных сегментах главного сдвига меняется. На участках затухания сдвига эти нарушения образуют структурный рисунок типа «конский хвост» с закономерным сочетанием структур сжатия и растяжения, либо появляются радиально-концентрические системы трещин (см. рис. 2.1 Б, мега-макроуровень). Сегменты изгиба и кулисного надстраивания сдвигов сопровождаются появлением смыкающих мостиковых структур сжатия и растяжения, в частности, минипулл-апартов.

Наблюдения на мезо- и микроуровнях позволяют выявить структуры, сочетание которых отличается асимметрией, позволяющей определить кинематику нарушения. При интенсивных деформациях в зонах сдвига образуются милониты с асимметричными C-S-микроструктурами, для которых характерно сочетание S-образно изогнутой сланцеватости и плоскостей скольжения C (см. рис. 2.1 Б, мезо- и микроуровень).

Морфология поверхностей зеркал скольжения также является важным кинематическим индикатором [Копп, 2005; Doblas, 1985]. Однако в процессе наших исследований была отмечена плохая сохранность этих структур в результате проявления кинематических инверсий вдоль сместителей. Обычно наблюдались несколько систем штрихов скольжения, свидетельствующих о сдвиговых перемещениях, но морфология ступеней и других кинематических индикаторов на поверхности зеркал нередко были сильно искажены в результате наложения структур, связанных с различными кинематическими этапами проявления дислокаций. Поэтому, данный весьма чувствительный к тектоническим подвижкам метод исследований использовался как дополняющий элемент по отношению к критериям, основанным на признаках асимметрии сдвиговых зон (см. выше), отражающих наиболее значимые кинематические события.

При изучении кинематики отдельных трещин и сдвиговых зон высокого порядка нами использовался комплексный подход, включающий в себя наблюдения за смещениями структурных реперов и изгибов плоскостных структур вдоль сместителей, морфологией C-S-структур и зеркал скольжения, а также за характером асимметрии строения зон дислокаций. Статистическая обработка данных проводилась с помощью структурных диаграмм, отражающих главные кинематические особенности отдельных сегментов зон дислокаций.

Изучение структур в осадках чехла северных районов ВЕП, являвшихся областью четвертичного покровного оледенения, требует учитывать критерии идентификации тектонических структур и гляциодислокаций. Эти вопросы подробно рассматриваются в [Крапивнер, 1986] и обсуждаются ниже при описании конкретных структур.

Итогом дистанционных и полевых наблюдений являются структурно-кинематические схемы, на которых в виде векторов отражены относительные перемещения внутриплитных геомасс. На основе этих схем появляется возможность проводить динамические построения.

В процессе динамических реконструкций всегда встает вопрос о времени проявления дислокаций, и какой этап эволюции платформенной структуры отражают построенные динамические схемы? Если в метаморфических комплексах фундамента платформ структурные события можно датировать с помощью радиоизотопных методов, то, как правило, низкотемпературные проявления диастрофизма в плитных комплексах пород такой возможности не предоставляют. В последнем случае на передний план выступают анализ и корреляция структурных парагенезов, проявленных в разновозрастных стратиграфических комплексах, а также наблюдения за структурными несогласиями и, наоборот, выявление «сквозных» структурных парагенезов, пронизывающих разновозрастные комплексы пород. Забегая несколько вперед, отметим, что большинство выявленных нами в пределах ВЕП структур имеют долгоживущий и «сквозной» по отношению к системе фундамент–чехол характер развития. Тектонические нарушения в докембрийском фундаменте, заложившиеся в основном в конце палеопротерозоя, на плитной стадии развития ВЕП испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур.

В ряде мест было отмечено не только геометрическое подобие, а, следовательно, и «сквозной» характер структур чехла и фундамента ВЕП, но и единые кинематические тенденции (со слабо выраженными кинематическими инверсиями) в развитии вертикальной колонны заведомо разновозрастных деформационных структур. В настоящее время большинство исследователей сходятся во мнении, что главные структурные особенности фундамента ВЕП в основном сформировались в конце палеопротерозоя. Отраженный (унаследованный) характер структур фанерозойского чехла по отношению к структурам докембрийского фундамента легко объясняется процессами ремобилизации древних нарушений (реологически ослабленных зон). Однако феномен длительного проявления единых кинематических тенденций в развитии древней платформы в настоящее время не имеет однозначного обоснования. В общем случае полученные нами в процессе исследований ВЕП структурно-кинематические схемы отражают интегральное взаимодействие долгоживущих структур и результирующую современную структуру древней платформы, зафиксированную в строении ее различных этажей.

Структурно-кинематические исследования являются необходимым элементом геодинамических реконструкций. Использование современных методов структурно-кинематического анализа в пределах ВЕП все еще носит локальный характер. В этой работе приводятся новые данные, позволяющие построить модель кинематической эволюции северо-восточной части ВЕП. Они показывают, что с помощью структурно-кинематического анализа можно находить неординарные решения сложных геодинамических задач.

Беломорско-Лапландский подвижный пояс и Колвицко-Умбинская горизонтальная протрузия (Балтийский щит)

В этом разделе рассматриваются особенности строения центральной части Беломорско-Лапландского пояса, в пределах которой проявлена одна из древнейших структур латерального перемещения – палеопротерозойская Колвинско-Умбинская горизонтальная протрузия. Для понимания механизмов эволюции данной структуры необходимо рассмотреть геологические данные, иллюстрирующие природу Беломорско-Лапландского пояса.

Структурно-вещественные парагенезы Беломорско-Лапландского пояса

Особенности геологического строения

Беломорско-Лапландский пояс представляет собой одну из важнейших структурных зон Балтийского щита, разделяющую Кольский и Карельский

неоархейские массивы. Данная тектоническая провинция известна в литературе под различными наименованиями: Беломорско-Лапландский гранулито-гнейсовый пояс, Беломорский геоблок или микроконтинент, Беломорская складчатая зона или рифтовая система, пояс тектоно-термальной переработки, Беломорско-Лапландский подвижный, либо коллизионный пояс. Такой широкий спектр наименований отражает то, что генезис этой зоны в настоящее время рассматривается с разных позиций [Балаганский, 2002; Балаганский и др., 1986, 1998; Балуев и др., 2000; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Глубинное..., 2010; Миллер и др., 2005; Миллер, Милькевич, 1995; Минц и др., 1996; Слабунов, 2005; Терехов, 2003; Шуркин и др., 1974].

В строении Беломорско-Лапландского пояса участвуют гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые ассоциации, в различной степени переработанные процессами гранитизации. Одним из признаков, лежащих в основе выделения данного пояса, является устойчивое полициклическое проявление высокобарического метаморфизма в его пределах, достигающего гранулитовой и эклогитовой фаций [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Кратц и др., 1978; Слабунов, 2005]. Специфику данной провинции составляют также многофазные процессы складчатости и формирования куполов, мигматизации и ультраметаморфизма, широкое развитие мелких тел основных интрузий (друзиты 2.45-2.35 млрд лет) и пегматитов редкометальной и мусковитовой формации (1.9–1.75 млрд лет). В ряде работ показано, что Беломорско-Лапландский пояс представляет собой долгоживущую подвижную структуру, активно развивавшуюся в неоархее и палеопротерозое, а в последующем испытавшую неоднократную ремобилизацию в рифее, фанерозое и в новейшее время [Балуев, 2006; Балуев и др., 2000; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002]. Данная область состоит из двух крупных тектонических единиц: гранулитового Лапландско-Колвицкого и амфиболито-гнейсового Беломорского поясов.1

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс включает два сегмента: северозападный – Лапландский и юго-восточный – Колвицко-Умбинский. Согласно геолого-геофизическим данным, в целом он имеет покровно-надвиговое строение. Время формирования покровов оценивается по возрасту синкинематического метаморфизма (1.95–1.91 млрд лет) [Кислицын, 2001; Минц, 1993; Минц и др., 1996; Прияткина, Шарков, 1979; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. В строении пояса принимают участие основные и кислые гранулиты, эндербиты, тоналиты и чарнокиты. Данные изотопного датирования Sm-Nd модельным и U-Pb изохронным методами показали, что в составе Лапландско-Колвицкого пояса преобладают палеопротерозойские породы, субстрат которых формировался в интервале времени 2.28–1.95 млрд лет [Бибикова и др., 1993; Balagansky, et al., 2001; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. Модельные Sm-Nd возраста и положительные значения ε_{Nd} (T) гранулитов свидетельствуют о преобладании в их составе ювенильной компоненты. Этот факт, наряду с геохимическими

¹В современной литературе по геологии Балтийского щита не очень удачно термин пояс применяется к соподчиненным тектоническим единицам различного ранга: Беломорский пояс включает в себя Лапландско-Колвицкий и собственно Беломорский пояса. В целях единообразия в понимании выделения тектонических единиц в данном разделе сохранена общепринятая терминология.

особенностями гранулитов, указывает на их генетическую связь с процессами субдукции, обусловившей формирование островодужных вулканических и плутонических серий, а также продуктов их размыва и отложения в междуговых бассейнах [Козлов и др., 1990; Митрофанов и др., 1993; *Barbey, Raith*, 1990; Bernard-Griffiths, 1984; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

В пределах Колвицко-Умбинского сегмента в основании гранулитовых аллохтонов залегают крупные пластины метагаббро-анортозитов и подстилающие их комплексы пород Танаэлв-Кандалакшской зоны (рис. 2.2). Структурно ниже залегают неоархейские гнейсы и амфиболиты беломорской серии. Изотопные данные свидетельствуют о длительной эволюции гранулитовых комплексов (от 2.5 млрд лет до 1.9–1.85 млрд лет) [Glebovitsky et al., 2001]. При изучении метаморфических процессов в гранулитах были выявлены регрессивные реакционные структуры, отражающие следующие последовательные обстановки: 1) декомпрессионное охлаждение, 2) субизобарическое охлаждение и 3) реакции гидратации–диафтореза [Glebovitsky et al., 2001; Perchuk et al., 2000a, б]. Реакции субизобарического охлаждения характерны только для краевых частей гранулитовых покровов. В поднадвиговой области гранулитов в породах Танаэлв-Кандалакшской зоны отмечается обращенная метаморфическая зональность и реконструируются *P*-*T*-t-траектории, организованные по часовой стрелке. Это позволило предположить, что породы Танаэлв-Кандалакшской зоны были пододвинуты под гранулиты, которые, вступив в контакт с «холодными» геомассами, подверглись изобарическому охлаждению. Эти события проходили при 600-700°С на глубинах порядка 20 км [Perchuk et al., 2000a, б].

Беломорский пояс сложен преимущественно неоархейскими комплексами, имеющими черты сходства с гранит-зеленокаменными ассоциациями Карельского массива [Володичев, 1990; Слабунов, 2005]. Согласно данным [Андреев, Миллер, 1999; Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 2002; Миллер и др., 2002; Миллер и др., 1995; Миллер и др., 2005], Беломорский пояс состоит из серии сложно смятых тектонических пластин-покровов (см. рис. 2.2). Среди них выделены следующие неоархейские покровы (комплексы): 1) Ковдозерский – биотитовые тоналитогнейсы, гнейсограниты, вулканиты Тикшозерского зеленокаменного пояса, составляющие краевую часть Карельского массива; 2) Чупинский – глиноземистые гнейсы различного минерально-структурного типа; 3) Хетоламбинский – амфиболовые тоналитогнейсы, крупные скиалиты ортоамфиболитов, реликтовые «мафические зоны» (метабазиты и ультрабазиты); 4) Керетский покров – биотитовые тоналитогнейсы; 6) Ориярвинский – биотит-амфиболовые тоналитогнейсы; 5) Риколатвинский – биотитовые и амфиболовые тоналитогнейсами с пластовыми телами ортоамфиболитов.

На основании структурных, литолого-геохимических и изотопных исследований была предложена субдукционно-коллизионная модель эволюции беломорид в неоархее [Миллер, 2002]. На субдукционной стадии развивались процессы поддвига океанической плиты (Хетоламбинский комплекс) и перекрывающих ее осадков (чупинские гнейсы) под окраину Карельской гранит-зеленокаменной области (Ковдозерский комплекс). Время проявления субдукции принимается в соответствии с возрастом островодужных комплексов Тикшозерского зеленокаменного пояса и раннего метаморфизма (2880–2820 млн лет) [Бибикова и др., 2003; Щипанский и др., 2001]. Последующая коллизия обусловила опрокидывание ранних систем покровов и их обдукцию на краевую часть



Рис. 2.2. Схема геологического строения центральной части Беломорско-Лапландского пояса. Составлено с использованием данных [Балаганский и др., 1986; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002; Пожиленко и др., 2002; Терехов, 2003; Шуркин и др., 1974]

1-7 - неоархейские образования Беломорского пояса: 1 - Ковдозерский покров, биотитовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы и гнейсограниты, 2 – Ориярвинский покров, биотитамфиболовые тоналитогнейсы, 3 - Чупинский покров, глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые), 4 - Хетоламбинский покров, преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, гранодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов, 5 – Керетский покров, преимущественно биотитовые тоналитогнейсы, 6 – «мафические зоны» – гранитизированные метабазиты и ультрабазиты, 7 – Риколатвинский покров – биотитовые и амфиболовые тоналитогнейсы с пластовыми телами ортоамфиболитов; 8-15 - палеопротерозойские образования Колвицко-Умбинского сегмента (пояса) Лапландско-Колвицкого пояса: 8 – кандалакшский комплекс (Танаэлв-Кандалакшская зона) – гранатовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы, базальные метаконгломераты, 9 – порьегубский комплекс – основные гранулиты, двупироксеновые кристаллосланцы, реже гранулиты среднего и кислого состава, 10 – зона тектонического меланжа, 11 – умбинский комплекс – преимущественно кислые гранат-силлиманитовые гранулиты, 12 - терский комплекс - биотит-амфиболовые гнейсы, 13 - габбро-анортозиты (2.45-2.46 млрд лет), 14 – эндербит-чарнокиты (1944–1912 млн лет), 15 – порфировидные граниты; 16–18 – интрузивные образования беломорского пояса: 16 – эндербит-чарнокиты (неоархей – 2.4 млрд лет), 17 – массивы мафит-ультрамафитов (друзиты: 2.45–2.35 млрд лет), 18 – субщелочные граниты (2.3-1.9 млрд лет?); 19-20 - неоархейские образования фундамента Карельского массива: 19 - гранитогнейсы, 20 - зеленокаменные комплексы; 21 - палеопротерозойские вулканогенноосадочные образования; 22 – рифейский осадочный чехол; 23 – разрывы: крутопадающие (а) и пологие (б). Буквы на схеме. Структуры Лапландско-Колвицкого пояса: КУП – Колвицко-Умбинский сегмент (пояс), ТКП – Танаэлв-Кандалакшская зона. Сегменты Беломорского пояса: СКС Серяк-Ковдозерский, ЧС – Чупинский, ЭС – Энгозерский, ЁС – Ёнский. Кв – Ковдозерский сдвиг. Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса: ВК – Восточно-Карельский, СК – Северо-Карельский, ИВП – Имандра-Варзугский

Карельской аккреционной области, что сопровождалось высокобарическим метаморфизмом и формированием поздних тоналитов (2740–2690 млн лет) [Глебовицкий и др., 1996; Лобач-Жученко и др., 1998]. Коллизия завершилась развитием разноориентированных складок и мигматит-гранитных куполов. В результате к концу архея оформился коллизионный ороген, сочленявший Карельский и Кольский кратоны.

Особенности проявления магматизма

В пределах восточной части Балтийского щита раннепалеопротерозойские магматические образования образуют следующую вертикальную последовательность (сверху вниз): сумийские вулканиты – расслоенные интрузии мафитультрамафитов – комплекс друзитов – габбро-анортозиты. Из этой вертикальной последовательности Беломорско-Лапландскому поясу соответствует комплекс друзитов (лерцолит-габбронориты, диориты, габбро-анортозиты), с которым генетически связаны чарнокитоидные граниты. Данные образования слагают мелкие интрузивные тела с возрастом 2.45–2.35 млрд лет [Володичев, 1990; Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Bogdanova et al., 1996]. Характерная черта этих пород – наличие коронарных (друзитовых) структур, формирование которых отражает глубинную кристаллизацию расплавов (при P = 6–12 кбар) и последу

ющие процессы высокобарического метаморфизма [Степанов, 1981; Bogdanova et al., 1996]. По геохимическим особенностям данные образования сходны с одновозрастными рифтовыми вулканитами и расслоенными интрузиями краевых частей Карельского и Кольского массивов [Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Шарков и др., 2000]. В состав комплекса друзитов входят габбро-анортозиты, участвующие в строении расслоенных массивов и образующие отдельные пластинообразные тела. Согласно данным [Терехов, 2003], эти породы являются индикатором процессов растяжения и развития пологих сбросов.

В целом раннепалеопротерозойские магматические породы Беломорско-Лапландского пояса составляют бимодальную серию мафит-ультрамафитовых и гранитоидных образований, характеризующих особенности проявления континентального рифтогенеза в нижних уровнях коры. Данный магматизм был связан с процессами формирования мантийного диапира, осевая часть которого проецировалась на Беломорский пояс [Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Шарков и др., 2000; Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Особенности проявления метаморфизма

В пределах Беломорско-Лапландского пояса выявлена следующая последовательность тектоно-метаморфических преобразований: 1) ребольский этап, представленный субдукционной (2.88–2.82 млрд лет) и коллизионной (2.74– 2.53 млрд лет) стадиями; 2) селецкий этап, связанный с рифтогенезом (2.45– 2.35 млрд лет); 3) свекофеннский этап (1.94–1.75 млрд лет) [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 2002].

Ребольский этап предопределил главные особенности метаморфических комплексов беломорид и становление метаморфической зональности, отражающей нарастание степени метаморфизма от окраины Карельского массива к северо-востоку [Глебовицкий и др., 1996].

Селецкий рифтогенный этап охарактеризован син- и постмагматическими минеральными реакциями в породах комплекса друзитов (2.45–2.35 млрд лет). Ранние метаморфические процессы обусловили развитие на границах оливина и плагиоклаза кайм орто- и клинопироксена (результат субсолидусной реакции: Ол + Пл = ОПр + КПр ± Шп при P > 8 кбар, T = 700–800°C). Позднее проявились гранатсодержащие и амфиболовые каймы. В целом в друзитах отмечены минеральные парагенезисы, формировавшиеся при P = 7–9 и 11–12 кбар, T = 570–620°C и 700–710°C [Bogdanova, 1996].

Свекофеннский коллизионный этап сопровождался тектоно-метаморфическими преобразованиями, которые в пределах большей части Беломорского пояса проявились неравномерно – вдоль зон пластических деформаций в условиях кианит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов (T = 590–630°C, 620–720°C; P = 5.8–7.5 кбар) [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Леонов и др., 2000; Ручьев, 1998, 2001]. При этом общая интенсивность вторичных преобразований в беломоридах в целом нарастает по мере приближения к аллохтонным лапландско-колвицким гранулитам, в обрамлении которых локально развита обращенная метаморфическая зональность. Свекофеннские метаморфические преобразования беломорид имели регрессивную направленность и проходили на фоне снижения температуры и давления от 7.5 до 3.6 кбар [Володичев, 1990; Пожиленко и др., 2002].

В пределах Беломорско-Лапландского пояса отмечается ряд областей с различными U-Pb возрастами титанита: 1) региональный метаморфизм Лапландско-Колвицких гранулитовых аллохтонов и подстилающих поднадвиговых образований имел место в интервале времени 1940–1870 млн лет; 2) время проявления метаморфизма в центральной части Беломорского пояса – 1870–1815 млн лет; 3) зональный метаморфизм, развитый вдоль границы Карельского массива и беломорид, имеет возраст 1780–1750 млн лет [Bibikova et al., 2001]. Учитывая, что U-Pb возраст титанита характеризует время закрытия его изотопной системы при остывании пород ниже 600°С, можно предположить, что метаморфические комплексы испытывали перемещение в более низкотемпературные уровни коры (эксгумировались) в следующей последовательности: 1) лапландско-колвицкие гранулиты, 2) комплексы центральной и 3) краевой частей Беломорского пояса. Если рассматривать эту последовательность эксгумации в связи с процессами покровообразования, то следует предположить аномальную последовательность выдвигания тектонических пластин – от верхних к нижним (см. ниже).

Палеопротерозойские структурные парагенезы Беломорско-Лапландского пояса

В процессе структурно-кинематических исследований в пределах Беломорско-Лапландского пояса основное внимание уделялось изучению палеопротерозойских тектонитов и связанных с ними структурных парагенезов селецкого и свекофеннского этапов тектоно-метаморфических преобразований. Они формировались в качестве структур, наложенных на более ранние покровно-складчатые ансамбли ребольского этапа. Согласно данным [Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995; Миллер, Милькевич, 2002], к началу протерозоя главный стиль тектоники рассматриваемой области предопределяли покровно-надвиговые структуры, связанные с ними лежачие и покровные складки, интенсивно развитая тектоно-метаморфическая расслоенность. На заключительных стадиях коллизии ребольского этапа сформировались наложенные прямые складки преимущественно северо-западного простирания, а также купольные структуры. Данные термобарометрии [Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Bogdanova, 1996] позволяют полагать, что к началу протерозоя беломорские комплексы находились в основании орогена в условиях нижней–средней коры.

Структурные парагенезы селецкого этапа распознаются на основании анализа их соотношений с синкинематическими интрузиями друзитов и гранитоидов (2.45–2.35 млрд лет). Ранее по этому признаку были выявлены системы складок селецкого возраста, которые по отношению к ребольским структурам часто имеют поперечную ориентировку [Миллер и др., 1995]. Друзитовые массивы нередко образуют цепочки, составляющие линейные и извилистые зоны – приосевые области селецких складок и связанные с ними тектонические нарушения. Такую же приуроченность имеют и тела гранитоидов палеопротерозойского возраста. В южной части рассматриваемой области цепи таких массивов размещаются на продолжении осей селецких складок, осложняющих комплексы краевой части Карельского массива (см. рис. 2.2). В большинстве случаев зоны селецких складчатых дислокаций имеют северо-восточную – субмеридиональную ориентировку, но по мере приближения к гранулитовым покровам Лапландско-Колвицкого пояса данные зоны испытывают постепенное переориентирование, приобретая северо-западное простирание. Это происходит на фоне увеличения интенсивности наложенных свекофеннских тектоно-метаморфических преобразований.

В схематизированном виде характер размещения селецких интрузий отражен на блок-диаграмме, где приведены примеры синкинематического формирования друзитов в зонах пологих сбросов, в замках складок, в виде будин, вытянутых вдоль осей складок, а также в качестве структур «магматических дуплексов» (рис. 2.3 А). Силлообразные массивы друзитов нередко контролируются системами селецких пологих сбросов, часто наследующих поверхности ребольских надвигов. Например, в районе пос. Хетоламбина в стенке карьера отмечается два сближенных силла габброноритов, маркирующих пологие сбросы листрической морфологии (см. рис. 2.3 Б). В центральных частях данных тел мафиты изменены относительно слабо, в краевых – породы сильно рассланцованы. Между силлами наблюдается пластообразное тело биотитовых гнейсов. В этих гнейсах сохранились элементы рассланцевания, синхронного внедрению друзитов, указывающие на сбросовую составляющую перемещений (см. рис. 2.3 Б). Наложенные свекофеннские дислокации значительно осложнили эту первичную структуру (см. ниже).

Массивы друзитов нередко размещаются в замковых частях складок с вертикальными и горизонтальными осевыми поверхностями (см. рис. 2.3 A, B). Характерный пример структурной позиции данных образований был изучен в районе пос. Нильмогуба. Здесь была откартирована серия разобщенных массивов лерцолит-габброноритов, образующих протяженные цепи. Составленный разрез показывает, что изначально данные массивы составляли единое линейное тело, расположенное в замковой части селецкой складки (рис. 2.3 Г). На позднемагматической стадии проявились системы пологих сбросов, обусловивших некоторую фрагментацию тела. Свекофеннские деформации привели к развитию надвигов, а также связанных с ними опрокинутых складок. Надвиговые перемещения происходили вдоль первичного простирания тела,

Рис. 2.3. Структурно-кинематические парагенезы селецкого этапа. А – обобщающая диаграмма, иллюстрирующая характер размещения синкинематических интрузий (2.45–2.35 млрд лет.); Б–Д – особенности залегания и структуры интрузий селецкого этапа в районах п. Хетоламбина (Б), п. Лягкомина (В), п. Нильмогуба (Г), мыса Толстик (Д)

Б – геолого-структурный разрез (фотопанорама) восточной стенки карьера. 1 – полосчатость гнейсов; 2 – пологие разрывы; 3 – зоны рассланцевания и развития C-S-структур; 4 – направления перемещений: a – селецкого этапа, $\delta - e$ – свекофеннского этапа (по структурам динамодиафторитов первой (δ) и второй (e) генераций); 5 – направления вращения структур селецкого этапа. В – фотография линзовидного тела габброноритов в позиции структуры замкового отслаивания селецкой складки с горизонтальной осевой плоскостью. Г – тело габброноритов в замковой части селецкой антиклинали (Fсл), дислоцированной свекофеннскими надвигами и складками (Fcв). 1 – биотитовые гнейсы; 2 – габбронориты; 3 – надвиги (a), зоны рассланцевания и развития C-S-структур (δ); 4 – мусковитовые пегматиты; 5 – след осевой поверхности селецкой антиклинали, 6 – направлений селецкой (a) и раннесвекофеннской (δ) стадий; 7 – направление вращения. Д – соотношение структурных парагенезов селецкого и свекофеннского этапов в палеопротерозойских мигматит-гранитах. Буквенные обозначения: Fcл, Fcв – складки селецкого и свекофеннского этапов в ответственно; Lcл, Lcв – линейность селецкого и свекофеннского феннского этапов



в результате чего оно было фрагментировано и смято в асимметричные поперечные складки. Во многих случаях такая последовательность структурных преобразований является причиной формирования разобщенных друзитовых массивов, составляющих вытянутые на многие километры цепи.

Для связанных с друзитами гранитоидов характерно развитие агрегатов калиевого полевого шпата, образующих синкинематическую В-линейность, ориентированную вдоль осей селецких складок. Граниты постепенными переходами связаны со «струйчатыми» мигматитами, имеющими сходные линейно-структурные элементы (см. рис. 2.3 А, Д). Наблюдения показывают, что линейные структуры гранитоидов обусловлены процессами синкинематической кристаллизации в условиях пластического течения в субгоризонтальной плоскости. При этом В-линейность растяжения ориентируется в позиции близкой к направлению тектонического транспорта.

Имеющиеся данные позволяют полагать, что магматические породы селецкого этапа формировались на глубинах более 20 км в условиях субгоризонтального пластического течения. Траектории перемещения горных масс при этом обозначились в ориентировке В-линейности и линейных зон складчатых дислокаций север-восточного – субмеридионального простирания (см. рис. 2.2). В последующем они испытали частичную переориентировку в связи с формированием Колвицко-Умбинской структуры (см. ниже).

Структурные парагенезы свекофеннского этапа формировались в тектонически анизотропной среде, сформировавшейся на более ранних стадиях, которая отчасти унаследованно повторилась в новообразованных структурах. Это сильно затрудняет идентификацию крупноранговых складчато-разрывных структур по геометрическим признакам. Вместе с тем, на мезо- и микроуровнях свекофеннские преобразования проявлены контрастно. Главным их признаком являются тектониты – метаморфические породы, отражающие регрессивные динамотермальные преобразования (динамодиафториты).

В обобщенном виде совокупность свекофеннских структур – кинематических индикаторов отражена на блок-диаграмме (рис. 2.4 А). В целом они составляют единый парагенез: мелкомасштабные асимметричные и колчановидные складки, асимметричные будинаж-структуры, дуплексы сжатия и растяжения, асимметрично построенные жильные образования. Элементами этого ряда являются C-S-структуры, минеральная линейность, δ- и σ-образные структуры порфиробласт, кулисно построенные минеральные ориентировки и различные ротационные структуры. Для выявления направлений перемещения эти структуры изучались в различных срезах отдельных штуфов и обнажений, в которых устанавливались составляющие смещений, после чего реконструировался результирующий вектор локального тектонического транспорта. При пологих

Рис. 2.4. Структурно-кинематические парагенезы свекофеннского этапа

А – обобщенная схема (вид в косых срезах). Б – С-S-структуры в биотит-мусковит-хлоритовых гнейсах чупинской толщи, В – свекофеннские синкинематические пегматоиды (1) и посткинематические пегматиты (2) образуют единое жильное тело, Γ – δ- и σ-образные структуры порфиробласт граната в амфиболитах кандалакшской толщи, Д – асимметричная лежачая складка в зоне бластомилонитов кандалакшской толщи, Е – кинематическая инверсия в зоне бластомилонитов, направления перемещений: черные стрелки – ранних, белые стрелки – поздних


залеганиях полученный таким путем вектор отражает направление перемещения висячего литона (пластины) по отношению к лежачему.

Для C-S-структур отмечается прямая связь с регрессивными вещественными преобразованиями свекофеннского этапа. Данные структуры образованы минеральными ассоциациями свекофеннских динамодиафторитов (см. рис. 2.4 Б). Слоистые силикаты (Бт, Мус, Хл) размещаются вдоль зонок микросдигов С, маркируют сигмоидально изогнутые поверхности S, которые показывают составляющую сдвига. Регрессивный характер развития этих ассоциаций проявлен в последовательных замещениях: темно-коричневый Бт — зеленый Бт — $X_{\pi} + M_{\nu}c + р_{\nu}$ тил; Гр \rightarrow Бт + Кв $\rightarrow X_{\pi} +$ Бт + Кв; Рог \rightarrow Акт + Хл. На поздних стадиях регрессивных преобразований часто формируются бластокатаклазиты с C-S-структурами, характеризующими хрупко-пластическую стадию деформаций. Нередко отмечаются случаи срезания ранних C-S-структур более поздними, что позволяет выделять их разные генерации. О времени проявления C-S-структур удается судить по их соотношению с пегматитами мусковитовой формации (1.90-1.85 млрд лет), обнаруживающими признаки полистадийного формирования. Жилы ранних генераций (пегматит 1) несут четкие признаки проявления С-S-структур, а более поздние (пегматит 2) – почти полностью их лишены и срезают данные структуры (см. рис. 2.4 В). На основании таких наблюдений сделан вывод о субсинхронном проявлении C-S-структур и пегматитов мусковитовой формации. Не менее важным признаком возрастной идентификации этих структур является их наложение на магматические породы селецкого этапа (см. рис. 2.3 Б, Д).

Тени давления и кластические оторочки порфиробласт также часто сложены минералами стадии диафтореза, а образованные ими структуры являются четкими кинематическими индикаторами (см. рис. 2.4 Г). Прочие структуры, составляющие рассматриваемый парагенез, идентифицируются на основании их пространственных соотношений со свекофеннскими динамодиафторитами. Например, с зонами свекофеннских бластомилонитов (динамодиафторитов) часто динамически сопряжены асимметричные и колчановидные складки, обнаруживающие кинематическое единство с C-S-структурами (см. рис. 2.4 Д, А). В зонах свекофеннских бластомилонитов нередко наблюдается регрессивная последовательность проявления деформаций (от пластических к хрупкопластическим и хрупким), а также соответствующее обособление минеральных ассоциаций, отражающих различные стадии диафтореза. При этом, судя по структурам, связанным с конкретными тектонитами, нередко наблюдается кинематическая инверсия (см. рис. 2.4 Е).

Рассмотренный структурно-вещественный парагенез развит во всех архейских и палеопротерозойских комплексах Беломорско-Лапландского пояса, что позволяет реконструировать кинематику тектонических процессов данной провинции на основании площадных наблюдений.

Сегментация Беломорско-Лапландского пояса

Беломорско-Лапландский пояс обладает поперечной и продольной структурно-вещественной зональностью. Вдоль его простирания обособлен ряд сегментов, обладающих некоторой спецификой тектонического строения. Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс составлен из Лапландского и Колвицко-Умбинского сегментов. Беломорский пояс состоит из Ёнского, Серяк-Ковдозерского, Чупинского и Энгозерского сегментов (см. рис. 2.2). Рассмотрим некоторые из них.

Колвиико-Умбинский сегмент Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса хорошо изучен в геологическом отношении [Балаганский и др., 1986; Виноградов и др., 1980; Кислицин, 2001; Тугаринов, Бибикова, 1980; Glebovitsky et al., 2001]. В его строении принимают участие в основном палеопротерозойские комплексы, залегающие со срывом в основании на гнейсах беломорской серии (рис. 2.5). Они слагают систему тектонических пластин, образующих следующую вертикальную последовательность (снизу вверх): 1) гранатовые и мономинеральные амфиболиты (Танаэлв-Кандалакшский пояс), соответствующие по химическому составу толеитовым базальтам и андезитобазальтам (2.50-2.46 млрд лет); 2) пластинообразное тело тектонизированных габбро-анортозитов Колвицкого массива (2.45–2.46 млрд лет); 3) основные гранулиты порьегубской серии (метаморфизованные толеиты и андезиты (2.5–2.4 млрд лет); 4) зона тектоно-метаморфического меланжа, включающая фрагменты разрезов смежных комплексов; 5) кислые гранат-силлиманитовые гранулиты умбинского комплекса (метатерригенные осадки, накопление которых началось не ранее, чем 2.1 млрд лет назад) [Glebovitsky et al., 2001]. Кислые гранулиты умбинского комплекса прорываются интрузиями гранитоидов, составляющими умбинский магматический комплекс, в составе которого выделяется три фазы: эндербиты (1944 млн лет), чарнокиты (1912 млн лет) и поздние порфировидные граниты [Кислицын, 2001; Glebovitsky et al., 2001]. В основании тектонической пластины умбинских гранулитов (в зоне меланжа) отмечаются признаки изобарического охлаждения, а в ее центральной части – декомпрессии и охлаждения. Эти обстановки сосуществовали на ранних стадиях свекофеннской коллизии (1.95–1.91 млрд лет) [Алексеев, 1997; Тугаринов, Бибикова, 1980]. Несколько позже проявились процессы анатектоидного плавления и динамодиафтореза.

Свекофеннские структурно-кинематические парагенезы макро-мегауровня представлены системой крупных тектонических покровов и чешуйчатых надвигов, образующих подковообразные в плане структуры и общий фестончатый структурный рисунок (см. рис. 2.5). Тектонические пластины слагают обособленные Колвицкую и Умбинскую синформы и в целом полого погружаются к востоку и ЮВ. В их вертикальной последовательности отмечается обращенная метаморфическая зональность, развиты зоны бластомилонитов и тектонического меланжа, образующие центриклинальные замыкания. В центриклиналях синформ наблюдаются надвиговые перемещения, тогда как их крылья осложнены сдвиго-надвигами и сдвигами. Во фронте подковообразных надвигов развиты структуры тектонического нагнетания (системы складчато-надвигового торошения), ориентированные поперек общего простирания пояса. Устанавливается несколько генераций складок, наиболее ранними из которых являются лежачие и опрокинутые складки-надвиги (см. рис. 2.4 Д). Более поздние системы складок имеют различную ориентировку, цилиндрическую или коническую морфологию (см. рис. 2.5 II). Шарниры мелких складок и минеральная линейность испытывают рассеивание по дуге большого круга, что предполагает их вращение вокруг субвертикальной оси (см. рис. 2.5 I, III).

Свекофеннские структурно-кинематические парагенезы макро-микроуровня образуют последовательный регрессивный ряд: 1) структуры субслойной и



Рис. 2.5. Структурно-кинематическая схема Колвицко-Умбинского пояса. Составлено с использованием данных [Балаганский и др., 1986; Пожиленко и др., 2002; Терехов 2003; Glebovitsky et al., 2001]

1-4 - неоархейские образования Беломорского пояса: 1 - Ковдозерский комплекс (покров), 2 -Чупинский покров, 3 – Хетоламбинский покров, 4 – Керетский покров; 5–9 – палеопротерозойские образования Лапландско-Колвицкого пояса: 5 – кандалакшский комплекс (Танаэлв-Кандалакшская зона), 6 - порьегубский комплекс, 7 - зона тектоно-метаморфического меланжа, 8 - умбинский комплекс, 9 - габбро-анортозиты (2.45-2.46 млрд лет); 10 - мелкие интрузии с возрастом 2.45 -2.35 млрд лет: *а* – мафит-ультрамафиты (друзиты), *б* – гранитоиды; 11-12 – гранитоиды умбинского комплекса: 11 – эндербит-чарнокиты (1944–1912 млн лет), 12 – порфировидные граниты; 13 – разрывы крутопадающие (a), пологие (δ); 14 – шарниры антиклиналей (a), минерально-агрегатная линейность (б); 15 – линия профиля АБ (см. рис. 1.7); 16 – направления перемещений свекофеннского этапа по структурам динамодиафторитов первой генерации: (a) – «надвиговых», б – сдвиговых, е – ротационных; 17 – направления перемещений свекофеннского этапа по структурам динамодиафторитов второй генерации: *a* – надвиговых, *б* – сдвиговых, *в* – ротационных. Буквенные обозначения: КУП – Колвицко-Умбинский пояс; Кл, Ум – Колвицкая и Умбинская синформы; СКС Серяк-Ковдозерский сегмент Беломорского пояса; Кв – Ковдозерский сдвиг. Стереографические проекции ориентировки структурных элементов на нижнюю полусферу: І – шарниры складок; ІІ - полюса тектоно-метаморфической расслоенности (260 замеров, изолинии 5-3-1%); III - минерально-агрегатная линейность. Буквы на проекциях – см. рис. 5, А

-

объемной пластической деформации, синхронные проявлению метаморфизма амфиболитовой-гранулитовой фации; 2) структуры пластической деформации, связанные с формированием динамодиафторитов первой генерации в условиях эпидот-амфиболитовой фации; 3) структуры хрупко-пластической деформации с динамодиафторитами второй генерации преимущественно зеленосланцевой фации. Структуры первого типа в кинематическом отношении мало информативны, так как они существенно затушеваны более поздними деформациями. Структуры, связанные с формированием динамодиафторитов первой и второй генераций, чаще обладают четкой моноклинной симметрией и рассматриваются в качестве соответствующих генераций структурно-кинематических парагенезов. Парагенезы первой генерации имеют «объемный» характер развития и представлены C-S-структурами, структурами вращения порфиробласт, кулисными минеральными ориентировками, линейностью транспорта и др. (см. рис. 2.4 А). Соотношения этих структур с гранитоидами умбинского комплекса свидетельствуют о том, что они формировались на позднемагматической стадии развития чарнокитов (1912 млн лет), но до внедрения порфировидных гранитов. Структуры второй генерации локальны и пронизывают поздние интрузии гранитоидов.

Колвицкая синформа имеет широтное простирание, замыкается в районе г. Кандалакша и несколько расширяется в связи с плавным погружением ее шарнира к востоку. В разрезе это прямая симметричная складка, составленная системой тектонических пластин и чешуй (рис. 2.6 А). В пределах северного крыла синформы наиболее представительный разрез отмечается в скальной сквозной долине оз. Среднее Лувеньгское (см. рис. 2.6 Б). Здесь обнажаются сильно тектонизированные и превращенные в бластомилониты габбро-анортозиты Колвицкого массива, надвинутые на амфиболиты. Структуры первой генерации секут и сминают элементы ранней тектоно-метаморфической расслоенности. Пликативные формы обособлены в виде лежачих и асимметричных складок, опрокинутых в северных румбах. Плоскостные структуры первой генерации иногда развива-



Рис. 2.6. Геолого-структурные разрезы различных частей Колвицкой синформы.

А. Схематизированный геологический разрез Колвицкой синформы по линии АБ (местоположение и условные обозначения на рис. 2.5)

Б. Геолого-структурный разрез северного крыла Колвицкой синформы: 1 – тонкополосчатые гранатсодержащие бластомилониты по габбро-анортозитам; 2 – линзовидно-полосчатые гранатовые бластомилониты по габбро-анортозитам; 3 – зоны тектонического разлинзования и меланжа; 4 – метапироксениты и метагабброиды; 5 – диафторированные гранулиты среднего состава; 6 – разрывы (a) и зоны рассланцевания (δ); 7 – векторы тектонического транспорта по замерам структур свекофеннских динамодиафторитов первой (a) и второй (δ) генераций; 8 – направления сдвиговых перемещений по замерам структур динамодиафторитов первой (a) и второй (δ) и второй (δ) генераций; 9 – ориентировка шарниров складок (a) и минерально-агрегатной линейности (δ).

В. Геолого-структурный разрез южного крыла Колвицкой синформы: 1 – биотитовые гнейсы беломорской серии; 2 – гранатовые амфиболиты кандалакшской толщи; 3 – биотит-амфиболовые гнейсы кандалакшской толщи; 4 – зоны тектонического меланжа; 5 – зоны интенсивной мигматизации; 6 – разрывы и направления перемещений по ним ются вдоль ранней полосчатости, но чаше секут ее под разными углами, в частности, в замках складок. Они представлены тонкими (1-2 мм) развитыми по всему объему пород C-S-структурами бластомилонитов (динамодиафторитов), в связи с которыми отмечаются деформация и замещение ранних метаморфических минералов. В результате динамодиафтореза развиваются минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой фации, ориентированные в соответствии с морфологией C-S-структур. Деформированные зерна граната трансформируются в σ- и δ-образные порфирокласты, обрамленные кластическими хвостами. Ранние порфиробласты нередко «растащены» и образуют карандашную линейность, которая в некоторых срезах выглядит как микроструктура типа «домино» (см. рис. 2.6 Б, фрагменты). Ранняя полосчатость в результате этих деформаций часто образует асимметричные микробудины. Карандашная линейность транспорта проявлена в виде диафторированных агрегатов хлорит-амфиболового состава. Изучение кинематических индикаторов позволило установить сдвиго-надвиговый характер перемещений, вдоль траекторий ориентированных в северо-западном направлении косо к простиранию толщ. В отдельных зонах отмечается преобладание правосдвиговой составляющей перемещений при слабо выраженной надвиговой кинематике. Структурные формы второй генерации представлены локально развитыми зонками катаклазитов с относительно грубо построенными C-S-структурами. Они подчеркиваются просечками наиболее поздних минералов стадии диафтореза (Эп, Хл, Кв, Аб, Кл) и под различными углами секут ранние C-S-структуры, приводя к их частичной перестройке. Реконструкция векторов перемещений по данной генерации структур показывает преобладающее направление тектонического транспорта к востоку. Также отмечаются левосдвиговые дислокации (см. рис. 2.6 Б).

Совершенно иная кинематическая ситуация отмечается в южном крыле Колвицкой синформы. Здесь по южному склону горы Окатьева представлен разрез биотитовых гнейсов беломорской серии и тектонически перекрывающих их палеопротерозойских амфиболитов (см. рис. 2.6 В). В области контакта толщ развита зона тектоно-метаморфического меланжа мощностью до 50 м. Структуры первой генерации в обеих толщах имеют одинаковые ориентировки. Некоторая дисгармония проявляется в характере складчатости – более интенсивной и сложной в беломорских гнейсах, и менее выраженной в амфиболитах. В биотитовых гнейсах складки образуют жилки мигматитов. Как правило, это небольшие внутрислоевые асимметричные и лежачие складки, фрагменты замков, а также колчановидные и телескопические складки, шарниры которых параллельны минерально-агрегатной линейности (см. рис. 2.6 В, блок-диаграмма). Беломорские гнейсы пронизаны также конформной системой С-S-структур первой генерации. Полученные для этих структур векторы тектонического транспорта совпадают по ориентировке с линейностью и осями колчановидных складок. Залегающие выше гранатовые амфиболиты образуют пологую моноклиналь. Метаморфогенные полосчатость и сланцеватость этих пород конформно пронизаны C-S-структурами динамодиафторитов первой генерации. Широко проявлены кулисные ориентировки зерен роговой обманки, подверженных диафторезу (см. рис. 2.6 В). Порфирокласты граната сопровождаются тенями давления и кластическими хвостами δ- и σ-образной морфологии. В целом кинематические парагенезы первой генерации отражают процессы надвигания в запад-юго-западном направлении, что существенно отличается от кинематической ситуации в северном крыле Колвицкой синформы (см. рис. 2.5). Более поздние деформации проявлены слабо – оценить их кинематику не удалось. Сходная ситуация была прослежена почти на всем протяжении южного крыла Колвицкой синформы.

На основании изучения структурно-кинематических парагенезов в пределах разных частей Колвицкой и Умбинской синформ были получены векторы тектонических перемещений, вынесенные на геолого-структурную схему (см. рис. 2.5). В целом можно отметить следующие кинематические закономерности. В крыльях синформных структур векторы тектонического транспорта ориентированы дивергентно и симметрично относительно их оси и отражают «косые» сдвиго-надвиговые перемещения, что отчасти соответствует характеру перемещений при формировании транспрессионных «пальмовых» структур. Но при этом, на основании анализа структур первой генерации, реконструируется общее тектоническое перемещение горных масс в северо-западном направлении, в результате чего сформировались телескопированные системы тектонических пластин. Таким образом, наряду с признаками обстановки транспрессии (дивергентное выдавливание толщ в борта синформ) имеются отчетливо выраженные кинематические признаки продольного тектонического течения и надвигания толщ. Это дает основания рассматривать Колвицко-Умбинский пояс в целом в качестве одноименной субгоризонтальной протрузии, формировавшейся в условиях транспрессии и испытавшей выжимание в верхние уровни коры в виде системы телескопированных покровов с преимущественно северо-западной вергентностью.

Вместе с тем, в пределах верхней пластины (умбинские гранулиты) восточной части Умбинской синформы структуры динамодиафторитов первой генерации связаны с развитием относительных перемещений в противоположном направлении по отношению к нижележащим покровам (см. рис. 2.5). Следовательно, поддвиго-надвиговые процессы развивались неравномерно, и пластина умбинских гранулитов выдвигалась к поверхности с меньшими скоростями относительно нижележащих комплексов. Структурно-кинематические парагенезы второй генерации отражают в целом аналогичную тенденцию. Продолжался общий тектонический транспорт к северо-западу, но при этом произошло сдваивание пояса: обособилась область нагнетания во фронте протрузии (Колвицкая синформа), в пределах которой получили развитие структуры латерального выдавливания горных масс от сегмента индентерного вклинивания главной протрузии (Умбинская синформа) (см. рис. 2.5).

Серяк-Ковдозерский сегмент Беломорского пояса располагается вдоль югозападного побережья Кандалакшского залива. С северо-запада он ограничен Ковдозерским сдвигом, а по направлению к юго-востоку через зону субширотных разрывов надстраивается Чупинским сегментом (см. рис. 2.2). Геолого-структурные исследования в пределах данного района проводили многие геологи [Балаганский и др., 1986; Миллер и др., 1995, 2002, 2005]. В строении данной области участвуют Ковдозерский, Чупинский, Хетоламбинский и Керетский неоархейские покровы (см. рис. 2.5). В центральной части рассматриваемого сегмента эти покровы осложнены Серякской антиформой, шарнир который полого погружается к северо-западу. В разрезе данная структура выглядит как асимметричная изоклинальная складка, опрокинутая к юго-западу (рис. 2.7 А). По направлению к юго-востоку она резко расширяется в плане, а



Рис. 2.7. Структурные парагенезы Серякской антиформы

А – разрез по линий ВГ (см. рис. 2.5). Б – система свекофеннских надвигов ЮЗ крыла антиформы. В – блок-диаграмма, иллюстрирующая соотношения пологих нарушений разных генераций со складчагостью. Условные обозначения к фрагментам А и В см. на рис. 2.5

На схеме (Б): I – биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы; 2 – гранат-биотит-мусковитовые гнейсы; 3 – микроклинизированные гнейсы; 4 – палеопротерозойские габбронориты; 5 – пироксениты; 6 – рифей – палеозойские (?) лампроиты; 7 – направления перемещений: а – селецкого этапа, *б−в* – свекофеннского этапа (по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций; 8 – разрывы ее осевая поверхность теряется в зоне конформного транспрессионного сдвига, развитого на всем протяжении оси структуры. Толщи, участвующие в строении данной структуры, интенсивно дислоцированы в результате развития многочисленных пологих срывов, сместители которых либо образуют складки и конформны общей структуре антиформы, либо дискордантно ее срезают (см. рис. 2.7 Б). Последние, судя по развитию характерных тектонитов, представляют собой системы свекофеннских надвигов. Поверхности нарушений, смятых в складки, часто залечены телами друзитов и, вероятно, заложились в селецкое время. В зонах свекофеннских нарушений обычно фиксируются C-Sструктуры первой и второй генераций, соотношения которых свидетельствуют о кинематической инверсии – смене ранних надвиговых перемещений более поздними сбросовыми дислокациями. Эти наблюдения позволяют полагать, что Серякская антиформа имеет свекофеннский возраст, хотя, не исключено, что она начала формироваться в процессе селецкого этапа.

К северо-востоку от Серякской антиформы наблюдается система сжатых складок высокого порядка, осложняющих крылья крупной пологой синформы. Вся эта область интенсивно расчешуена в результате развития подковообразных фестончатых в плане надвигов, имеющих поперечную позицию по отношению к северо-западному простиранию складчатых структур (см. рис. 2.5). Надвиги срезают складки, и сами участвуют в процессах складкообразования. Изучение этих надвигов в обнажениях показало, что их сместители имеют сложное чешуйчатое строение и сопровождаются свекофеннскими динамодиафторитами с хорошо развитыми С-S-структурами (см. рис. 2.7 В). При этом отдельные плоскости нарушений ранних генераций оказываются смятыми в складки и дискордантно срезаются слабо дислоцированными надвиговыми зонами поздних генераций, что является результатом многократного надвигания и смятия толщ в складки продольного течения, оси которых ориентированы по направлению тектонического транспорта. Данная структурная ситуация, выраженная в сочетании фестончатых надвигов и складок, прослеживается к северу в области широкой полосы, которая постепенно заворачивает к северо-востоку и в акватории Кандалакшского залива сочленяется со структурами Колвицко-Умбинского пояса, имеющего во многом аналогичное строение (см. рис. 2.5).

Эти данные позволяют полагать, что в кинематическом отношении данный сегмент подчинен фронтальной области индентерного воздействия Колвицко-Умбинской протрузии. Он может рассматриваться как продолжение системы телескопированных свекофеннских покровов Колвицкой синформы, проникающих в архейские комплексы беломорид (см. рис. 2.5). На ранних стадиях эти нарушения развивались в качестве надвигов, которые в дальнейшем отчасти трансформировались в пологие сбросы, что нашло отражение в структурах тектонитов.

Чупинский сегмент расположен между Серяк-Ковдозерским и Энгозерским сегментами во фланговой области Колвицко-Умбинской протрузии. Данная область отличается от смежных в основном стилем и пространственными ориентировками палеопротерозойских структурных ансамблей, для которых отмечается преобладание субширотных ориентировок различных структур (см. рис. 2.2). Во многих публикациях отмечается существенная роль палеопротерозойских тектоно-метаморфических процессов в формировании структурно-вещественных ансамблей данного района [Володичев, 1990; Гродницкий, 1996; Ручьев, 1998, 2001; Сыстра, 1978; Терехов, 2003]. Большое значение имели свекофеннские преобразования, проявившиеся в образовании обширных полей динамодиафторитов, контролирующих месторождения пегматитов мусковитовой формации. В пределах этой области распространены субширотные зоны левых, реже правых сдвигов, которые маркированы динамодиафторитами и метасоматитами свекофеннского возраста. В промежутках межу зонами сдвигов, и сопряженно с ними, развиты надвиги и пологие сбросы, часто наследующие поверхности сместителей ребольских покровов. Подобные пологие нарушения часто секут складчатые структуры и сами испытывают смятие. В целом свекофеннские дислокации носят объемный характер и густо пронизывают архейские комплексы беломорид в виде линзовидно-петельчатых зон рассланцевания и бластомилонитизации (см. рис. 2.3 Б).

Свекофеннские надвиги часто сопровождаются зонами тектоно-метаморфического меланжа мощностью до нескольких метров. В их строении участвуют литологически гетерогенные линзы и будины, пластины гнейсов, бластомилониты, динамодиафториты и метасоматиты различного состава. Индикаторами свекофеннского возраста данных образований являются процессы динамодиафтореза, грейзеноподобные метасоматиты и связанные с ними линзы мусковитовых пегматоидов. Асимметричные формы, структуры вращения порфирокласт граната и полевого шпата, а также C-S-структуры согласуются с надвиговой кинематикой этих зон. В прибортовых частях надвиговых зон развиты «рассеянные» по разрезу C-S-структуры. По структурно-вещественным признакам обособлены две генерации C-S-структур. Ранние генерации C-S-структур обычно отражают надвиговые и сдвиго-надвиговые перемещения. Структуры второй генерации чаще имеют сбросовую составляющую перемещений.

Таким образом, в пределах Чупинского сегмента отмечается система свекофеннских пологих нарушений, прошедших последовательные стадии развития от надвигов к сбросам. Развитие данных структур было сопряжено с формированием субширотных сдвигов и разноориентированных складок. Вдоль крутопадающих субширотных нарушений C-S-структуры разных генераций характеризуют сдвиговые подвижки левого, реже правого знака. Итоговый структурный ансамбль может быть охарактеризован как сдвиго-надвиговый и сдвиго-сбросовый, построенный из крупных доменов скольжения, ограниченных сдвигами (см. рис. 2.2). Сдвиго-надвиговые перемещения, по всей видимости, были подчинены продольному транспорту Колвицко-Умбинской протрузии.

Энгозерский сегмент по отношению к Колвицко-Умбинской протрузии может рассматриваться как фланговая или тыловая область (см. рис. 2.2). В свекофеннское время здесь сформировалась крупная вихревая структура, которая требует дальнейшего изучения. По-видимому, ее развитие было обусловлено процессами вращения горных масс вокруг вертикальной оси под воздействием латерально-продольного тектонического потока.

Тектоническая эволюция Беломорско-Лапландского пояса и Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии

В современной структуре Беломорско-Лапландского пояса наблюдается конечный результат полистадийных процессов деформации, которые, достигнув высокой интенсивности на ранних стадиях свекофеннского цикла, в последующем постепенно деградировали. Именно с этим связано то, что полученные в результате исследований кинематические данные в основном отражают свекофеннские тектонические процессы регрессивной направленности. Более ранние структурные парагенезы в значительной степени были «затушеваны» и сохранились в виде реликтов.

Результаты структурно-кинематических исследований показаны на схеме, отражающей направления свекофеннских тектонических перемещений, а также характер динамической сегментации центральной части Беломорско-Лапландского пояса (рис. 2.8). Анализ этой схемы позволяет сделать следующие выводы.

Свекофеннские структурно-кинематические ансамбли данной области имеют сложную пространственную конфигурацию, отражающую неравномерные, на первый взгляд, хаотичные процессы тектонического течения. Анализ векторного поля и общего структурного рисунка позволяет объяснить особенности таких перемещений и характер сегментации рассматриваемой области процессами формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии. В плане она имеет грибообразный облик. В ее строении обособлены тыловая декомпрессионная область, контролирующая Умбинский гранитоидный массив, зона главной протрузии с телескопированными системами надвигов, фронтальная область тектонического нагнетания и индентерного воздействия протрузии, а также фланговые сегменты с надвиго-сдвиговыми, либо ротационно-вихревыми перемещениями (см. рис. 2.8).

Протрузия формировалась в результате тектонического выдвигания гранулитовых комплексов с нижних в верхние уровни коры в виде полого восходящего тектонического потока. Это сопровождалось тектоно-метаморфическими процессами регрессивной направленности, отражающими последовательную эксгумацию глубоко метаморфизованных пород. Исключение составляют относительно узкие поднадвиговые зоны гранулитовых аллохтонов. В частности, в породах Танаэлв-Кандалакшского пояса выявлены *P*–*T*–*t* тренды, организованные по часовой стрелке, что, вероятно, отражает процессы поддвига и последующего воздымания данных образований. В краевых частях массивов гранулитов поддвиг этих комплексов зафиксирован в признаках изобарического охлаждения.

Центральная часть протрузии имеет синформное строение и признаки дивергентного выдавливания геомасс в борта структуры, что соответствует характеру перемещений при формировании транспрессионных «пальмовых» структур. Это позволяет полагать, что данная структура формировалась в условиях транспрессии. Но, при этом реконструируется преобладающее текто-

Рис. 2.8. Строение Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии, ее положение в структуре Беломорско-Лапландского пояса и кинематика свекофеннского этапа

А – структурно-кинематическая схема. Б – последовательные стадии (1–4) формирования Колвицко-Умбинской протрузии в процессе тектонического телескопирования. В – последовательность формирования пакета тектонических чешуй в процессе выдвигания активной пластины и сбросовых перемещений в ее тыловой части (по модели [Морозов, 2002])

¹⁻³ – центральная часть протрузии; 4 – фронтальная часть протрузии; 5–6 – фланговые области протрузии; 7 – Энгозерская вихревая структура; 8 – гнейсово-купольная зона; 9 – направления перемещений свекофеннского этапа по структурам динамодиафторитов первой генерации: a – надвиговых, δ – сдвиговых s – ротационных; 10 – направления перемещений свекофеннского этапа по структурам динамодиафторитов второй генерации: a – надвиговых, δ – сдвиговых s – ротационных; 10 – направления перемещений свекофеннского этапа по структурам динамодиафторитов второй генерации: a – надвиговых, δ – сдвиговых s – ротационных; 10 – направления перемещений свекофеннского этапа по структурам динамодиафторитов второй генерации: a – надвиговых, δ – сдвиговых s – ротационных; 11 – разрывы: a – крутопадающие, δ – пологие



ническое перемещение горных масс в северо-западном направлении, отражающее процесс продольного тектонического течения. Результатом этого явились процессы многократного тектонического телескопирования (см. рис. 2.8 Б). На ранних стадиях развитие протрузии происходило в форме однонаправленного к северо-западу потока, обусловившего формирование фестончатых вложенных друг в друга чешуй и пластин (см. рис. 2.8 Б, стадии 1, 2). Вследствие последовательного перемещения во фронте протрузии обособилась область нагнетания и тектонического телескопирования более высокого ранга. что отразилось в тектоническом сдваивании Колвицко-Умбинского пояса (см. рис. 2.8 Б, стадии 3, 4). Во фронтальной области нагнетания происходило тектоническое растекание горных масс от сегмента индентерного вклинивания протрузии, продолжавшей выдвигаться к северо-западу (см. рис. 2.8 Б. стадия 4). Перемещение Умбинских гранулитов, слагающих самую верхнюю тектоническую пластину в тылу протрузии, происходило с меньшими скоростями по отношению к нижележащим комплексам. Это обусловило развитие в этой области системы пологих сбросов в обстановке декомпрессии, способствовавшей образованию Умбинского массива порфировидных гранитов.

Как было отмечено выше, на основании анализа U-Pb возрастов титанита метаморфические комплексы данной области перемещались в верхние уровни коры в следующей последовательности: 1) лапландско-колвицкие гранулиты, 2) комплексы центральной и 3) краевой частей Беломорского пояса. Это дает основание предполагать аномальную последовательность выдвигания тектонических пластин (от верхних к нижним) при формировании протрузии. С этим согласуются и структурно-кинематические данные, показывающие последовательное наложение на ранние надвиговые структуры сбросовых нарушений. В соответствии с этими данными, процесс развития пологих нарушений Беломорско-Лапландского пояса можно представить в следующем виде. Надвигообразование начиналось в осевой части горизонтальной протрузии и последовательно распространялось в ее фронтальные и фланговые части; активизированная складчато-надвиговая область постепенно расширялась. В процессе выдвигания метаморфические породы попадали в верхние уровни коры и испытывали декомпрессионное остывание (см. рис. 2.8 В, стадия 1). Следующая возрастная генерация надвиговых чешуй выдавливалась из-под более ранних и также попадала в регрессивные условия метаморфизма (см. рис. 2.8 В, стадия 2). В тылу выдвигаемой активной пластины развивалась сопряженная с надвигами система пологих сбросов, отчасти наследующих сместители надвигов первой генерации. Их развитие предопределяло процессы тектонической эксгумации глубинных частей разреза в результате соскальзывания пластин. Последовательное развитие надвиговых и сбросовых перемещений в диаметрально противоположные стороны обусловило развитие общей структуры типа «домино». В результате этого пластины испытывали вращение вокруг горизонтальной оси, выполаживались, а общая мощность тектонического пакета в вертикальном направлении сокращалась (см. рис. 2.8 В, стадия 3). Подобного рода механизм выдвигания тектонических пластин из поднадвиговой области ранее сформированного покровного сооружения был предложен Ю.А.Морозовым на основании экспериментальных и полевых наблюдений [Морозов, 2002а]. В целом сопряженные надвиго-сбросовые перемещения отражают «бимодальный надвиго-сбросовый»

кинематический эффект, который может рассматриваться как эффективный механизм тектонической эксгумации глубинных комплексов.

Приведенные данные позволяют рассматривать эволюцию Беломорско-Лапландского пояса как последовательную серию тектоно-метаморфических преобразований: 1) ребольский этап (2.88–2.53 млрд лет); 2) селецкий этап (2.45–2.35 млрд лет); 3) свекофеннский этап (1.94–1.75 млрд лет). Ниже приводится структурно-кинематическая модель эволюции данной зоны (рис. 2.9).

Ребольский субдукционно-коллизионный этап. Для данной стадии эволюции Беломорско-Лапландского пояса в неоархее предлагается использовать субдукционно-коллизионную модель [Миллер, 2002]. Для последующей истории большое значение имеет то, что к концу архея в области Беломорского пояса оформился коллизионный ороген, а собственно беломорские комплексы разместились в его основании (рис. 2.9 А). Вследствие тектонического скучивания гетерогенных комплексов и «сдваивания» коры в области орогена сформировалась неравновесная система, предполагающая последующее проявление процессов гравитационного коллапса и восстановления изостатического равновесия.

Селеикий рифтогенный этап проявился в широком развитии бимодальных магматических комплексов палеопротерозойского возраста (2.5-2.35 млрд лет), характеризующих обстановку эпиконтинентального рифтогенеза. Находящиеся на уровне нижней–средней коры (при P = 8-12 кбар) беломорские комплексы были пронизаны «распыленными» по разрезу интрузиями друзитов и гранитов, формировавшимися в синкинематических условиях. Динамические параметры при этом определялись вертикально направленным сжатием (гравитационный коллапс) и субгоризонтальным растяжением, что привело к формированию пологих листрических сбросов и зон горизонтального тектонического течения (рис. 2.9 Б). Траектории горизонтальных перемещений геомасс обозначились в линейных и слабо извилистых зонах складчато-разрывных дислокаций СВ и субмеридионального простирания (в последующем они испытали частичную переориентировку в связи с формированием Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии). Зоны пологих сбросов и складчато-разрывных дислокаций контролировали процессы магматического размещения интрузий. Эти явления сопровождались тектонической деламинацией и частичной эксгумацией глубинных геомасс за счет соскальзывания верхнекоровых пластин по системе пологих сбросов (модель простого сдвига [Wernicke, 1985]). Почти одновременно или с некоторым запаздыванием происходило компенсационное воздымание и формирование комплекса «метаморфических ядер» (рис. 2.9 В). Предполагается, что эти процессы были во многом связаны с развитием мантийных диапиров [Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003]. В рамках предлагаемой модели допускается развитие двух мантийных диапиров, которые проецировались на краевые части данного пояса (см. рис. 2.9 Г). Во многом аналогичные представления о развитии данной области ранее были предложены в работе Е.Н.Терехова [2003], в которой обосновывалось мнение, что механизм простого сдвига является главным фактором развития Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое, включая свекофеннский этап. Однако рассмотренные выше материалы позволяют ограничить период проявления тектоники такого рода селецким временем.



Рис. 2.9. Модель формирования юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса *1* – литосферная (*a*) и астеносферная (*б*) мантия; *2* – нижня–средняя гранулит-эклогитовая (*a*) и верхняя гранито-гнейсовая (*б*) кора; *3* – мигматит-гранитные купола; *4* – океаническая кора; *5* – рифтогенные образования (*a*) и осадочные породы (*б*); *6* – терригенные осадки – гранулиты умбинского комплекса; *7* – габбро-анортозиты (*a*) и мафит-ультрамафиты (*б*); *8* – разломы; *9* – мантийные конвективные потоки (тепло, расплавы, «сухой» флюид); *10* – флюидно-термальные (водные) потоки; *11* – коровые конвективные потоки; *12* – направления перемещений. Буквенные обозначения: КМ – Карельский массив; КЛМ – Кольский массив; рифтогенные пояса: ВК – Восточно-Карельский, ТК – Танаэлв-Кандалакшский, ИВ – Имандра-Варзугский; структурно-вещественные комплексы: Чп – чупинский, Хт – хетоламбинский, Ук – умбинский комплекс гранулитов; КМЯ – комплекс «метаморфических ядер»

Последующие досвекофеннские тектонические события (2.3–1.95 млрд лет) гипотетичны. В связи с эволюцией двух мантийных диапиров в их апикальных зонах имело место максимальное растяжение и утонение корового слоя. В области рифтовой системы Имандра-Варзуга в результате этого произошел разрыв континентальной коры и сформировался микроокеан красноморского типа [Минц и др., 1996]. Нисходящие ветви адвективных потоков в апикальных частях мантийных диапиров, направленные навстречу друг другу, могли обеспечить поддвиго-надвиговые процессы в области их взаимодействия. Вулканогенно-осадочные комплексы Танаэлв-Кандалакшского рифта и подстилающие их образования испытывали поддвиг вдоль поверхностей более ранних пологих сбросов (рис. 2.9 Д). В области микроокеана Имандра-Варзуга имела место ограниченная субдукция океанической плиты. Связанные с этим процессом островодужные вулканиты в настоящее время представлены продуктами их размыва (кислые гранулиты умбинского комплекса), а также чарнокит-эндербитами корневых частей островных дуг [Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. Субдукция океанической плиты должна была быстро прекратиться в виду ее малых латеральных размеров. Однако процессы адвекции в области мантийных диапиров продолжались и затягивали в зону поддвига островодужные комплексы (рис. 2.9 Д, Е). Дальнейшее развитие этой ситуации привело к появлению двух систем коровых пластин, погружающихся навстречу друг другу. Это привело к ситуации «замковой» или «самоблокирующейся» субдукции (по терминологии М.Г.Леонова [1996]) с заклиниванием пододвигаемых пластин в основании корового слоя (рис. 2.9 E). В области такого «замка» оказались затянутые на глубину терригенные осадки умбинского комплекса и эндербит-чарнокиты, испытавшие в процессе погружения дегидратацию и гранулитовый метаморфизм. Результатом этих реакций явились восходящие флюидно-термальные потоки, обусловившие высокую пластификацию значительных объемов вышележащих пород. Это могло способствовать последующему проявлению механизмов вязкостной инверсии и коровой адвекции.

Свекофеннский коллизионный этап реконструируется более достоверно, и события этого этапа, по-видимому, явились естественным продолжением рассмотренной выше геодинамической ситуации. Глубинная конвергенция средне-нижнекоровых пластин продолжалась в результате действия адвективных потоков, связанных с двумя мантийными диапирами. В области «замковой субдукции» и высокой компрессии сформировался своеобразный структурный «желоб», контролировавший размещение пластифицированных гранулитов.

Как показано в работе Е.И. Паталахи [1971], система «деформируемая среда – включенное в нее менее вязкое тело» не является равновесной. В более текучем теле возникает избыточное давление, направленное на прорыв среды. В такой ситуации наиболее энергетически выгодным способом релаксации тектонических нагрузок является перетекание пластичных геомасс в области геодинамических убежищ (вязкостная инверсия). При наличии условий транспрессии (косой конвергенции), которые всегда приводят к динамической сегментации зон, проявляются процессы горизонтально-продольного течения масс из областей повышенных нагрузок в области относительной декомпрессии. Именно такую транспрессионную ситуацию, связанную с «косым» поддвигом пластин, следует предполагать в области рассматриваемой «замковой субдукции». Она была ответственна за появления горизонтальной составляющей перемещений пластифицированных масс гранулитов. Другой динамический фактор релаксации напряжений – выдавливание глубинных образований в верхние уровни коры. Суммарное действие этих условий порождает результирующие процессы тектонического течения в виде полого восходящего потока – субгоризонтальной протрузии, прорывающейся в верхние уровни коры.

Таким образом, главными факторами формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии были механизм вязкостной инверсии и транспрессионное выжимание гранулитов из области высокой компрессии, и лишь в дальнейшем, как следствие восходящих перемещений и декомпрессии выдавливаемых пород, могли включиться механизмы гравитационного перераспределения геомасс, подробно рассматриваемые рядом авторов [Perchuk et al., 2000a, б].

В результате транспрессионного выжимания начала формироваться Колвицко-Умбинская протрузия. Процессы поддвига рифтогенных комплексов Танаэлв-Кандалакшской зоны под гранулиты умбинского комплекса проявились в характерных метаморфических реакциях. Находясь на уровне нижней коры, массив умбинских гранулитов, вступив в контакт с относительно холодными пододвинутыми геомассами, испытал изобарическое охлаждение в краевых частях. В области контакта сформировалась зона тектоно-метаморфического меланжа. В дальнейшем поддвиго-надвиговые процессы развивались дискретно. Пластины, испытавшие поддвиг, захватили фронтальную часть «массива» умбинских гранулитов и на некоторое время застопорились на глубине, испытав высокобарический метаморфизм. В то же время центральные части гранулитового массива испытывали декомпрессию и анатектическое плавление, обусловленные выдвиганием гранулитов в верхние уровни коры (рис. 2.9 Е). В последующем декомпрессия охватила и погребенные комплексы, что было связано с их выдвиганием к поверхности, опережающим темпы воздымания главной массы умбинских гранулитов (рис. 2.9 Ж). Выдвигание проходило в форме полого-восходящего потока – субгоризонтальной протрузии. Относительно медленно выдвигаемые умбинские гранулиты составляли тыловую область протрузии, в пределах которой формировались системы пологих сбросов и проявилась обстановка декомпрессии, способствовавшая анатектическому плавлению и формированию чарнокитов (1912 млн лет).

Проявления гранулитового метаморфизма в основном завершились 1910 млн лет назад, но на смену им пришли процессы динамодиафтореза с полным спектром регрессивных преобразований. При этом продолжала развиваться Колвицко-Умбинская протрузия с быстрым выдвиганием в верхние уровни коры пластифицированных тектонических пластин, подстилающих умбинские гранулиты. Выдвигание происходило в виде линейно направленного потока в северо-западном направлении. Оно сопровождалось явлениями тектонического телескопирования, в результате чего формировались фестончатые вложенные друг в друга чешуи и пластины (рис. 2.9 3). В дальнейшем во фронте протрузии обособилась область нагнетания и телескопирования более высокого ранга, что отразилось в структурном сдваивании пояса, а также в тектоническом растекании горных масс от сегмента вклинивания протрузии (см. рис. 2.9 3). Амплитуда горизонтально-продольных перемещений в северо-западном направлении составила не менее 150 км. Полого восходящие перемещения умбинских гранулитов по-прежнему происходили с меньшими скоростями, что способствовало развитию пологих сбросов, декомпрессии и формированию крупного Умбинского массива порфировидных гранитов в тылу протрузии.

Развитие Колвицко-Умбинской протрузии оказало мощное влияние на обширные ареалы центральной части Беломорско-Лапландского пояса. В ее обрамлении обособились динамически сопряженные фронтальная и фланговая области, зона тыловой декомпрессии и связанная с ней вихревая структура. Широкое развитие получили надвиговые структуры, испытавшие последовательную трансформацию в пологие сбросы. Этот феномен может быть объяснен следующим образом. Формирование протрузии контролировало тектоно-метаморфические процессы регрессивной направленности, отражающие последовательную эксгумацию глубоко метаморфизованных комплексов, размещавшихся на уровне нижней-средней коры. Синкинематические процессы свекофеннского метаморфизма в пределах Беломорско-Лапландского пояса завершались в разное время с тенденцией последовательной миграции с северо-востока на юго-запад. В соответствии с этим предполагается, что развитие надвигов начиналось в осевой части субгоризонтальной протрузии и последовательно распространялось в ее фронтальные и фланговые области. В процессе выдвигания метаморфические породы попадали в верхние уровни коры и испытывали декомпрессионное остывание. Следующая возрастная генерация надвиговых чешуй выдавливалась из-под более ранних и также попадала в регрессивные условия метаморфизма. В тылу выдвигаемой активной пластины развивалась сопряженная с надвигами система пологих сбросов, наследующих сместители надвигов первой генерации (рис. 2.9 Ж, 3). Их развитие предопределяло процессы трансформации надвигов в сбросы, а также приводило к тектонической эксгумации глубинных частей разреза в результате соскальзывания пластин. В целом такие сопряженные перемещения отражают «бимодальный надвиго-сбросовый» кинематический эффект, который может рассматриваться как эффективный механизм тектонической эксгумации глубинных комплексов. Этот механизм предполагает дискретное распределение динамических режимов по разрезу. В нижних срезах коры, по-видимому, должна доминировать обстановка сжатия, обусловливающая выжимание геомасс. В верхней коре следует ожидать преобладание режима растяжения либо комбинированные условия с характерным «бимодальным надвиго-сбросовым» кинематическим эффектом. Если это так, то получается, что коллизионные процессы в пределах Беломорско-Лапландского пояса развивались преимущественно в глубинных условиях за счет скучивания пластифицированных нижне-среднекоровых геомасс. Верхняя кора реагировала на эти процессы «анорогенными» явлениями, обусловливающими ее общее утонение и тектоническую эрозию.

Выводы

1) Беломорско-Лапландский пояс представляет собой долгоживущую подвижную зону, развивавшуюся на протяжении длительного времени в различных геодинамических условиях. Его развитие связано с последовательной серией тектоно-метаморфических преобразований: 1) ребольский этап, представленный субдукционной (2.88–2.82 млрд лет) и коллизионной (2.74–2.53 млрд лет) стадиями; 2) селецкий этап, связанный с эпиконтинентальным рифтогенезом (2.45–2.35 млрд лет); 3) свекофеннский этап, проявившийся в обстановке коллизии и общей транспрессии (1.94–1.75 млрд лет). 2) Структурно-вещественные комплексы Беломорского пояса в раннем палеопротерозое (селецкий этап) составляли нижне-среднекоровые уровни континентальной коры, которая в процессе рифтогенных преобразований была подвержена растяжению в соответствии с моделью простого сдвига. На данном уровне глубин рифтогенез проявился в тектонической деламинации и объемном субгоризонтальном течении, в развитии структурной линейности, складок продольного течения и пологих сбросов, контролировавших размещение синкинематических интрузий.

3) В свекофеннское время глубинные метаморфические комплексы центральной части Беломорско-Лапландского пояса в условиях транспрессии испытали тектоническую эксгумацию в результате формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии. Ее развитие сопровождалось многократным телескопированием тектонических чешуй и было связано с транспрессионным выжиманием метаморфических пород в верхние уровни коры в виде полого восходящего тектонического потока, направленного к северо-западу (в современных координатах). Главными факторами формирования Колвицко-Умбинской протрузии были механизм вязкостной инверсии и транспрессионное выжимание гранулитов из области высокой компрессии, которая, вероятно, существовала в области «замковой субдукции» с заклиниванием пододвигаемых пластин в основании корового слоя.

Структуры латерального перемещения юго-восточной окраины Балтийского щита и смежных областей Русской платформы

Общие особенности геологического строения

Рассматриваемая территория охватывает краевую ЮВ часть Балтийского щита и смежную область распространения осадков чехла Русской платформы (рис. 2.10). Здесь отчетливо обособлены три структурных этажа [Государственная..., 1989, 2000а, б]. В пределах ЮВ части Балтийского щита породы нижне-го этажа (фундамента) образуют две главные тектонические области: 1) Водлозерский массив (ЮВ часть Карельского массива), сложенный архейскими гранит-зеленокаменными комплексами, и 2) Беломорско-Лапландский пояс, в строении которого преобладают полиметаморфические гнейсы и амфиболиты неоархея беломорской серии [Сыстра, 1991]. Их разделяет сложно построенная тектоническая структура Ветреного пояса, образующая одноименный горный кряж и сложенная палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами. Протяженность этого пояса превышает 250 км при ширине от 10–50 км на северо-западе и до 80 км у юго-восточного его окончания, где он образует горизонтальный выступ фундамента в область развития чехла Русской платформы (в дальнейшем – выступ Ветреного пояса).

Средний структурный этаж представлен терригенными континентальными отложениями рифея и нижнего венда, заполняющими системы грабенов Среднерусского и Беломорско-Двинского авлакогенов [Балуев, 2006; Чамов, 2005; Bogdanova et al., 1996] (см. рис. 2.10). Рифейские грабенобразные структуры кулисно надстраивают друг друга, испытывают смещения по поперечным разломам и в целом образуют системы линейных трогов, разделенных выступами фундамента. В основании рифейских грабенов породы фундамента подверже-



Рис. 2.10. Схема тектонического строения СВ части ВЕП (составлено с использованием данных [Балуев, 2006; Государственная..., 2000а, б; Чамов, 2005])

1 – докембрийский фундамент; 2 – палеопротерозойский коллизионный пояс (под чехлом Русской платформы); 3 – рифейские авлакогены; 4 – верхневендский – фанерозойский осадочный чехол; 5 – разрывы; 6 – участок детальных работ. Буквы на схеме. Зоны дислокаций и системы авлакогенов: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская. Блоки: ДС – Двинско-Сухонский, ВП – выступ Ветреного Пояса; Ор – Оршанская впадина; ТП – Предтиманский прогиб

ны деструкции и катаклазу, что подтверждается результатами бурения и сейсмическими данными, показывающими снижение значений скоростей Vp в кристаллических комплексах [Государственная..., 2000б; Чамов, 2005].

Осадки платформенного чехла, составляющие верхний структурный этаж, с глубоким размывом перекрывают и запечатывают структуры фундамента и рифейских авлакогенов. Поздневендской трансгрессией начинается платформенный этап эволюции ВЕП, в процессе которого на фоне осадконакопления сформировались Московская и Мезенская синеклизы, а также ряд дополнительных структур. Согласно данным [Гарецкий, Нагорный, 2006; Государственная..., 2000б], в строении осадочного чехла Московской синеклизы участвуют четыре комплекса: верхнебайкальский (верхний венд–нижний кембрий), каледонский (средний кембрий–нижний силур), герцинский (девон–нижний триас) и редуцированный киммерийско-альпийский (средняя юра–мел, неоген–квартер). Суммарная мощность плитных комплексов в пределах рассматриваемой области достигает 2–3.5 км. Все они разделены поверхностями региональных несогласий и перерывов в осадконакоплении, сопоставляемых с этапами крупных тектонических перестроек.

В строении каждого комплекса отмечаются признаки конседиментационного формирования локальных поднятий и прогибов, что находит отражение в

существенных вариациях мощностей осадков и появлении локальных поверхностей размыва и перерыва в осадконакоплении. Наиболее существенные вариации в строении чехла отмечаются в пространственной связи с конседиментационными структурными разного ранга. Примерами таких структур являются инверсионный Рыбинско-Сухонский мегавал, развитый в осадках чехла и венчающий рифейские грабены СВ части Среднерусского авлакогена, а также выступ Ветреного пояса на ЮВ окраине Балтийского щита [Гарецкий, Нагорный, 2006; Колодяжный и др., 2007; Колодяжный, 2010; Нагорный, 1990].

Структуры латерального перемещения юго-восточной окраины Балтийского щита

Одним из интереснейших объектов, позволяющим проанализировать динамические особенности эволюции пород докембрийского фундамента и фанерозойского чехла Восточно-Европейской платформы (ВЕП), является юго-восточная окраина Балтийского щита. Структурно-кинематические исследования здесь ранее не проводились. Имеющиеся геолого-структурные и картографические данные весьма противоречивы ввиду плохой обнаженности данной территории. Но именно здесь открывается возможность выявить важные закономерности внутриплитной эволюции ВЕП, выраженные в «сквозных» структурных парагенезах фундамента и чехла, причем, в весьма выразительных формах.

Структурные парагенезы фундамента

Структурные исследования были проведены в пределах Ветреного пояса и обрамляющих его архейских комплексов (рис. 2.11). Согласно геолого-геофизическим данным на этом участке толщи беломорских гнейсов надвинуты на палеопротерозойские комплексы Ветреного пояса по зоне глубинного надвига, погружающегося к северо-востоку [Государственная..., 2000 а; Глубинное..., 2004; Соколовский и др., 2002]. В современной структуре эти соотношения осложнены развитием крутопадающей зоны сдвиговых дислокаций, которая в широкой полосе (сотни метров) обуславливает развитие субвертикальных систем рассланцевания и разлинзования пород и общее линейное очертание северо-восточной границы Ветреного пояса (см. рис. 2.11). Напротив, в пределах юго-западного борта этой структуры палеопротерозойские толщи испытывают дугообразные изгибы в плане, что наиболее ярко выражено в центральном и северо-западном сегментах пояса, испытавших заметный пережим за счет общего выдвигания Водлозерского массива к СВ [Колодяжный и др., 2007]. Главная система дугообразных структур берет начало от дугообразного изгиба Повенецкого залива Онежского озера. Далее она прослеживается к северовостоку в изгибе тектонических ориентировок гнейсовидности и плоскостей разрывов Водлозерского массива и, наконец, проявляется в подковообразных в плане системах нарушений центральной части Ветреного пояса. К юго-востоку от этой дугообразной структуры область выходов горных пород Ветреного пояса увеличивается в несколько раз, достигая ширины около 80 км. Здесь палеопротерозойские толщи участвуют в строении крупного горизонтального выступа фундамента (выступ Ветреного пояса) по направлению к ЮВ в область развития отложений чехла Русской платформы (см. рис. 2.11).



Рис. 2.11. Геолого-структурная схема юго-восточной окраины Балтийского щита *1* – архейские гранит-зеленокаменные комплексы Водлозерского массива; *2* – архейские гранитогнейсы Беломорско-Лапландского пояса; *3* – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи; *4*, *5* – осадочные комплексы чехла верхневендского (*4*) и палеозойского (*5*) возраста; *6* – сдвиги и взбросо-сдвиги; *7* – надвиги; *8* – ориентировка главных осей деформации; *9*, *10* – направления сдвиговых (*9*) и тангенциальных (*10*) перемещений; *11* –направление вращения. Розы-диаграммы показывают результаты статистической обработки замеров ориентировки разрывов и трещин в породах фундамента (I) и чехла (II)

В пределах Ветреного пояса обнажаются преимущественно палеопротерозойские (сумийские) коматиитовые базальты одноименной свиты, составляющие также значительную часть его разреза [Государственная..., 2000а, Пухтель и др., 1991]. Данные образования подвержены зеленокаменным преобразованиям и неравномерно проявленному метаморфизму зеленосланцевой фации. Метаморфизм связан с зонами синметаморфических нарушений, в пределах которых отмечаются рассланцевание – разлинзование пород и появляются характерные динамометаморфические тектониты: актинолит-хлоритовые сланцы, кварц-хлоритовые метасоматиты, окварцованные, эпидотизированные и карбонатизированные катаклазиты и бластомилониты. Обнаружение в зонах дислокаций динамометаморфических тектонитов зеленосланцевой фации и связанных с ними структур хрупко-пластической деформации являлось основанием для выделения синметаморфических структурно-кинематических парагенезов свекофеннского этапа (1.9–1.8 млрд лет) [Колодяжный и др., 2007].

В целом тектонический стиль Ветреного пояса предопределяется системой синметаморфических разрывных нарушений, обрамляющих разноранговые линзовидные массивы относительно слабо деформированных пород. Нарушения прослеживаются на многие километры и имеют ширину от первых до нескольких сотен метров. Они построены из густо развитых пологих и крутопадающих разрывов высокого порядка, образующих линзовидно-петельчатые и ромбовидно-блоковые системы (рис. 2.12 А). Швы этих разрывов представлены либо узкими (1-5 см) зонками скалывания с просечками бластомилонитов, либо сопровождаются рассланцеванием и тонким разлинзованием базитов с появлением динамосланцев актинолит-хлоритового состава. Рассланцевание в зонах нарушений нередко имеет диагональный характер по типу макроскопических С-S-структур, являющихся хорошими кинематическими индикаторами (см. рис. 2.12 Б). Подобного рода структуры проявлены и в микроскопическом масштабе (1-3 мм) и подчеркиваются ориентировкой чешуек хлорита и призмочек актинолита. Реликтовые фрагменты деформированной шаровой отдельности в зонах рассланцевания обычно имеют сигмоидальную форму, согласованную с характером перемещений (см. рис. 2.12 Б). В бортах разрывов высокого порядка базальты интенсивно разлинзованы и, порой, образуют системы сдвиговых и надвиговых дуплексов (см. рис. 2.12 А).

В разрезе поверхности нарушений высокого порядка часто имеют ступенеобразную морфологию (см. рис. 2.12 А). Изучение кинематических индикаторов показывает, что в крутых сегментах ступенеобразных нарушений перемещения носят взбросо-сдвиговый характер, а в пологих – сдвиго-надвиговый и надвиговый. Несколько обособленно в разрезе выглядят крутопадающие разрывы высокого порядка, имеющие взбросо-сдвиговую составляющую перемещений. Их соотношения со ступенеобразными структурами двоякие: в одних случаях они срезают их, в других – подрезаются надвигами (см. рис. 2.12 А). Это позволяет рассматривать и те и другие нарушения в качестве сопряженных структур, образующих единый парагенез. При этом допускается, что в свекофеннское время тектонические подвижки повторялись многократно в виде кинематических импульсов надвигового, сдвигового и комплексного сдвиговзбросо-надвигового характера.

Суммирование структурно-кинематических данных на геолого-структурной схеме позволяет оценить общую динамическую обстановку проявления сдвиго-надвиговых перемещений на обширной территории. Статистический анализ тектонических ориентировок плоскостей нарушений различного ранга показывает, что в пределах юго-восточной части структуры Ветреного пояса преобладают разрывы северо-западной, субмеридиональной и субширотной ориентировки (см. рис. 2.11, диаграмма I). Направления перемещений вдоль сдвиговых и надвиговых нарушений сильно варьируют. Здесь было выявлено надвигание толщ к юго-западу, востоку и юго-востоку, а также к северу. Сдвиговые составляющие перемещений вдоль различно ориентированных нарушений также весьма разнообразны. Зоны дислокаций, конформные внешнему



Рис. 2.12. А – геолого-структурный разрез, иллюстрирующий строение зоны сдвиго-надвиговых дислокаций (район г. Мяндуха, местоположение см. точка 1 на рис. 2.11). Б – фрагмент, иллюстрирующий строение зоны диагонального рассланцевания в базитах. В – схема, показывающая обобщенную кинематическую ситуацию в районе г. Мяндуха (вид в плане)

I – коматиитовые базальты свиты Ветреного пояса; *2* – техногенная осыпь; *3* – разрывы; *4* – зоны рассланцевания и трещиноватости. Структурные обозначения см. рис. 2.1

контуру выступа Ветреного пояса, чаще характеризуются преобладанием левосдвиговых перемещений. Относительно выдержанный кинематический стиль был отмечен в C3 части Ветреного пояса, где отмечается его существенное сужение. Здесь резко преобладают структуры, связанные с левосдвиговыми перемещениями вдоль зон северо-западного простирания; отмечаются также фрагменты структур надвигания по направлению к ЮЗ и CB (см. рис. 2.11).

В целом можно отметить, что область юго-восточного окончания структуры Ветреного пояса характеризуется сложной «коллажной» тектоникой и различно ориентированными направлениями перемещений тектонических линз и пластин. По направлению к северо-западу пояс сужается, структуры становятся четко линеаризованными и более единообразными в кинематическом отношении.

Соотношение структурных парагенезов фундамента и чехла

Во многих зонах тектонических нарушений, рассекающих породы фундамента, развиты более поздние «сухие» тектониты без существенных минеральных преобразований. К их числу можно отнести какериты, частые системы сколов, катаклазиты и брекчии, связанные с постметаморфическими хрупкими деформациями. Во многих случаях структуры хрупкого разрушения пространственно наследуют плоскости синметаморфических разрывов. Время формирования этих структурных парагенезов в большинстве случаев не установлено. Используя ряд косвенных данных (корреляционных, сквозное проникание в осадки чехла), было отмечено, что некоторые структуры этого типа формировалась синхронно со структурными преобразованиями осадочного чехла.

Наиболее информативные материалы, характеризующие соотношения структурных парагенезов фундамента и чехла, были получены для области юго-восточного окончания кряжа Ветреного пояса, где породы фундамента погружаются под чехол Русской платформы (см. рис. 2.11). В качестве примера рассмотрим материалы, полученные в районе Булатовского карьера (см. рис. 2.11, участок 2). Карьер вскрывает базальты свиты Ветреного пояса и перекрывающие их с размывом и базальными конгломератами в основании осадки касимовского яруса верхнего карбона. Палеопротерозойские вулканиты пронизаны системой синметаморфических сдвиговых и сдвиго-надвиговых ступенеобразных нарушений, во многом аналогичных рассмотренным выше. Практически все эти структуры, маркируемые тектонитами зеленосланцевой фации метаморфизма, подновлены постметаморфическими зонами трещиноватости, катаклаза и брекчирования. Ряд нарушений сдвигового и надвигового типа отчетливо прослеживаются в осадки палеозойского чехла. Часто наблюдаются малоамплитудные надвиги палеопротерозойских базитов на конгломераты верхнего карбона (рис. 2.13 А). При этом во фронте надвиговых чешуй отмечается трапецоидная отдельность, плавно переходящая в шлейф обломков базитов такой же формы в составе базальных конгломератов. Трансгрессивно залегающие выше известняки касимовского яруса также нередко участвуют в строении надвиговых структур, испытывая сильное брекчирование и рассланцевание. В целом такого рода структуры являются результатом следующих последовательных событий: 1) конседиментационное надвигание базальтов, в процессе которого они испытывали брекчирование и обрушение в локальные впадины, где накапливались конгломерато-брекчии; 2) трансгрессия морского бассейна и формирование сплошного чехла карбонатных осадков; 3) ремобилизация надвиговых структур в породах фундамента, обусловившая постседиментационные дислокации в породах чехла. Проникание сдвиговых и надвиговых дислокаций из пород фундамента в осадки чехла часто приводит к формированию в пределах последних макроскопических



Рис. 2.13. А – вид в разрезе надвиговой структуры проникающей их пород фундамента в осадки чехла (Булатовский карьер (местоположением см. точка 2 на рис. 2.11)). Б – сквозные (фундамент–чехол) C-S-мезоструктуры в известняках касимовского яруса верхнего карбона

1 – палеопротерозойские базальты; 2–4 – базальные конгломерато-брекчии (2), брекчированные (3) и рассланцованные (4) известняки верхнего карбона. Структурные обозначения и буквы на схемах см. рис. 2.1

C-S-структур, кинематически согласующихся с характером перемещений в породах фундамента (см. рис. 2.13 Б).

Таким образом, некоторая часть постметаморфических структур фундамента имеет сквозной характер, и формировалась унаследованно за счет ремобилизации более ранних нарушений, последовательно проникая в осадки чехла на различных стадиях их накопления и последующей эволюции.

Обрамляющие выступ Ветреного пояса венд – палеозойские толщи осадочного чехла пронизывают малоамплитудные разрывные нарушения. Они хорошо дешифрируются и контролируют современные морфоструктуры: русла водотоков, цепочки озер и болот, пологие ступени рельефа и границы резкой смены ландшафтов. По этим признакам наиболее отчетливо выражена система дислокаций, приуроченных к центральной части долины р. Онега и образующих дугообразную структуру, огибающую выступ Ветреного пояса (см. рис. 2.11). Это нарушение было заверено в ряде береговых обнажений р. Онега. Здесь были отмечены зоны брекчирования, трещиноватости и рассланцевания осадков чехла, сопровождающиеся вторичными метагенетическими преобразованиями пород. Малоамплитудные левосдвиговые перемещения были отмечены на протяжении всего дугообразного сегмента данной зоны (см. рис. 2.11).

Рассматриваемое нарушение наиболее отчетливо выражено в северной части его дугообразного изгиба, в районе п. Улитино (см. рис. 2.11, участок 3). Здесь обнажаются разделенные поверхностями несогласий отложения верхнего венда (алевролиты и аргиллиты), нижнего карбона (базальные конгломераты и песчаники) и четвертичного периода (песчано-гравийные суглинки). В пределах одних обнажений слои залегают субгоризонтально и не имеют существенных признаков проявления деформаций. Но в зоне разрыва, приуроченного к руслу реки, ситуация меняется (рис. 2.14). Здесь слои наклонены под различными углами, образуют мелкие и относительно крупные приразломные складки, пронизаны зонами брекчирования и катаклаза, рассланцевания и развития бластомилонитов с С-S-структурами (в осадках венда и карбона), секутся сдвигами (C), оперяющими сколами Риделя (R) и трещинами отрыва (T) (в четвертичных отложениях) (см. рис. 2.14). Разновозрастные осадки разделены поверхностями угловых и структурных несогласий. Не смотря на то, что разрывные нарушения носят сквозной характер, в различных по возрасту осадках они выражены по-разному. Наиболее тектонизированы осадки венда, в меньшей степени породы карбона, и минимально изменены четвертичные отложения. Кинематические индикаторы во всех породах указывают на проявление левосдвиговых перемещений, длительно развивавшихся в нижних толщах и проявившихся одноактным импульсом в четвертичных отложениях. Например, структуры отрыва в конгломерато-брекчиях карбона заполнены жильным веществом и имеют серповидный облик, что указывает на их многократное вращение и подновление (см. рис. 2.14). Аналогичные структуры в четвертичных породах представлены зияющими кулисно ориентированными полостями без последующих осложнений повторными тектоническими подвижками. Все эти данные показывают, что структуры чехла формировались до и после накопления осадков нижнего карбона, а также были подновлены на неотектоническом этапе.

От поселка Улитино рассмотренная выше дугообразная зона нарушений прослеживается к северо-западу в породы фундамента, где сливается с линейной левосдвиговой зоной, разделяющей структуры Ветреного и Беломор-



Рис. 2.14. Блок-диаграмма, иллюстрирующая структурные соотношения пород верхнего венда, нижнего карбона и четвертичных отложений в зоне сдвиговых дислокаций (местоположением см. точка 3 на рис. 2.11)

1 – глинистые сланцы, алевролиты и песчаники верхнего венда; 2 – брекчированные и окварцованные конгломераты нижнего карбона; 3 – песчано-гравийные отложения и суглинки четвертичного возраста; 4 – разрывы (а), системы трещин и сланцеватости (б); 5 – трещины (а) и полости (б) отрыва; 6 – зоны рассланцевания с C-S-структурами; 7 – направления перемещений в осадках венда (а), карбона (б) и четвертичных породах (в). Буквы на схеме: С – главные сдвиги, R – сколы Риделя, Т – трещины отрыва

ско-Лапландского поясов (см. рис. 2.11). В докембрийских комплексах зона выражена крутопадающими системами рассланцевания и разлинзования, маркируется свекофеннскими динамометаморфическими тектонитами. Широкое проявление структур хрупкой деформации указывает на явное подновление данной зоны. Ремобилизованные нарушения выражены и в рельефе: оконтуривают скальные гряды и уступы, на поверхности которых видны свежие зеркала скольжения с признаками левосдвиговых смещений. Суммируя эти наблюдения, можно отметить, что рассматриваемое «сквозное» нарушение заложилось в конце палеопротерозоя в качестве левого сдвига и продолжало развиваться в тех же кинематических условиях в палеозое и на неотектоническом этапе. Статистический анализ тектонических ориентировок крутопадающих нарушений в осадках чехла, обрамляющих выступ Ветреного пояса, показывает существенное преобладание систем разрывов северо-западной и субмеридиональной ориентировки (см. рис. 2.11, диаграмма II). Во многом аналогичные результаты были получены для пород фундамента (см. рис. 2.11, диаграмма I).

Структурно-кинеамическая эволюция выступа Ветреного пояса

Рассмотренные материалы показывают, что формирование современной структуры ЮВ окраины Балтийского щита обусловлено чрезвычайно длитель-

ным развитием структур фундамента и чехла, связанных преимущественно с горизонтальными перемещениями. Дислокации имели рассредоточенный (диссипативный) характер и охватывали большие массивы пород, что свидетельствует о проявлении процессов объемного (3D) тектонического течения. Тектоническая эволюция этих структур имела преемственно-унаследованный характер: структуры, сформировавшиеся на свекофеннском этапе, испытывали периодическую ремобилизацию на платформенной стадии эволюции ВЕП. При этом помимо чисто геометрической унаследованности древнего структурного плана, имело место и периодическое повторение определенных кинематических тенденций.

Имеющиеся материалы показывают, что в свекофеннское время в результате встречных перемещений кристаллических масс Водлозерского массива и Беломорско-Лапландского пояса расположенные между ними вулканогенноосадочные толщи Ветреного пояса испытали тектоническое скучивание. При этом Водлозерский массив развивался на фоне сочетания двух кинематических факторов: вращения по часовой стрелке и латерального перемещения к северо-востоку [Колодяжный и др., 2007; Пржиялговский, Терехов, 1984]. Это обуславливало проявление обстановки левосдвиговой транспрессии в пределах Ветреного пояса, в условиях которой палеопротерозойские толщи испытывали тенденцию к выжиманию и тектоническом течению в юго-восточном направлении. В результате этого в СЗ части пояса его структуры интенсивно сжаты и линеаризованы, а по направлению к ЮВ – плавно переходят в широкую область коллажной тектоники. Устойчивые левосдвиговые перемещения вдоль зоны, ограничивающей Ветреный пояс с СВ и образующей дугообразный изгиб в его ЮВ части, согласуются с тектоническим выдвиганием геомасс к ЮВ и с тенденцией общего вращения по часовой стрелке (см. рис. 2.11).

Такая кинематическая ситуация периодически повторялась и на более поздних платформенных стадиях эволюции данной области, что, в конечном итоге, отразилось в особенностях строения современной границы Балтийского щита и Русской платформы. Крупный горизонтальный выступ фундамента (выступ Ветреного пояса), осложняющий эту границу, является результатом внутриплатформенного возрождения кинематических тенденций свекофеннского этапа. На протяжении фанерозоя тектонические движения аналогичным образом были связаны с латеральным выдвиганием геомасс к ЮВ при одновременном вращении по часовой стрелке. По всем отмеченным выше структурным признакам выступ Ветреного пояса может рассматриваться в качестве особой категории структур внутриплитного горизонтального течения, названных М.Г.Леоновым плито-потоками [Леонов, 2008].

Выводы

1. В пределах юго-восточной краевой части Балтийского щита выявлены сквозные (фундамент–чехол) долгоживущие структурные парагенезы, которые формировались и периодически подновлялись, по крайней мере, с палеопротерозоя до неотектонического этапа развития территории. Имеет место геометрическая и кинематическая унаследованность в развитии этих структур.

2. В свекофеннское время в результате встречных перемещений образований Водлозерского массива и Беломорско-Лапландского пояса расположенные

между ними вулканогенно-осадочные толщи Ветреного пояса испытали тектоническое скучивание и выжимание в юго-восточном направлении. Сходная кинематическая тенденция проявилась и на более поздних платформенных этапах эволюции данной территории. В конечном итоге, это отразилось в особенностях строения выступа Ветреного пояса, образующего плито-поток, испытавший латеральное тектоническое перемещение к ЮВ в область развития осадочного чехла Русской платформы.

Структуры латерального перемещения северо-восточной части Русской платформы

В этом разделе рассматриваются особенности тектоники фанерозойского чехла СВ части ВЕП в бассейнах рек Северной Двины и Сухоны. Обнаружение в палеозойских и мезозойских осадках этой области деформационных структур, проявленных на большом удалении от активных границ плиты, представляет собой феномен, изучение которого имеет большое значение для внутриплитной тектоники. Выявленные здесь в процессе исследований структурные ансамбли имеют много общего с рассмотренными выше структурами латерального перемещения Балтийского щита и его ЮВ обрамления. Особенности структурных парагенезов чехла, являющихся результатом активизации древних структур фундамента, в данном случае позволяют проследить эволюцию долгоживущих структур латерального перемещения на плитном этапе развития ВЕП и выявить закономерности их проявления в осадках фанерозойского чехла.

В СВ части Русской платформы осадочные толщи чехла перекрывают кристаллический фундамент в области ЮВ окраины Балтийского щита и полого погружаются к ЮВ к центральной части Московской синеклизы. Этот типично платформенный тектонический стиль осложняют зоны нарушений, пронизывающие структуры фундамента и чехла. На рассматриваемой территории главными структурами такого рода являются Среднерусская и Беломорско-Двинская зоны дислокаций. Они имеют СВ и СЗ простирание, соответственно, и сходятся в районе г. Котлас, обрамляя крупный Двинско-Сухонский блок клинообразный формы (рис. 2.15). Область сочленения этих зон представляет собой дугообразную структуру, обращенную выпуклостью к ЮВ. Общие очертания данной структуры во многом подобны строению рассмотренного ранее выступа Ветреного пояса.

Рис. 2.15. А – тектоническая схема строения фанерозойского чехла северо-восточной части ВЕП (составлено с использованием данных [Государственная..., 1965, 1988, 1989, 2000а, б; Структурная..., 1986]); Б – схема дешифрирования цифровой карты рельефа для северо-восточной части ВЕП

I – докембрийский фундамент; 2, 3 – осадки чехла: 2 – палеозойские, 3 – мезозойские; 4 – новейшие тектонические депрессии; 5 – валы и антиклинали; 6 – стратоизогипсы кровли верейского горизонта московского яруса (C₂); 7 – зоны дислокаций: а – взбросы и надвиги, б – сбросы, в – крутопадающие нарушения и флексуры (полусферы в сторону опущенного крыла), г – прочие нарушения, в том числе сдвиги; 8 – участки детальных работ, показанные на соответствующих схемах. Буквы на схеме. Зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская. Блоки: ДС – Двинско-Сухонский, ВП – выступ Ветреного Пояса; РС – Рыбинско-Сухонский мегавал



Среднерусская зона дислокаций

Среднерусская зона дислокаций представляет собой крупную трансплатформенную структуру, которая прослеживается на протяжении более 1000 км в СВ направлении от Оршанской впадины до Предтиманского прогиба (см. 2.10). Зона имеет глубинное заложение и проявлена в различных формах на всех структурных этажах платформы. В породах фундамента она подчеркивается конфигурацией гравитационных и магнитных аномалий и отчасти соответствует палеопротерозойскому подвижному поясу, который рассматривается в качестве коллизионного [Глубинное..., 2010; Государственная..., 2000 б; Гравиметрическая..., 2004: Bogdanova et al., 1996]. На поверхности фундамента зона контролируется системой рифейских грабенов, составляющих Среднерусский авлакоген [Гипсометрическая..., 2001; Чамов, 2005]. Структуры платформенного чехла данной зоны выражены в конфигурации стратоизогипс различных уровней разреза и в морфологии современного рельефа: хорошо дешифрируются по материалам спутниковой альтиметрии и на космоснимках (см. рис. 2.15 А, Б). Они имеют унаследованный характер, что подчеркивается, в частности, размещением разрывов и крупных инверсионных валообразных структур непосредственно над рифейскими грабенами Среднерусского авлакогена.

Северо-восточная приосевая часть Среднерусской зоны маркируется Рыбинско-Сухонским мегавалом, протяженность которого превышает 600 км при ширине 20–40 км. В ядре этой структуры обнажаются преимущественно осадки верхней перми, а в крыльях и периклиналях – слои нижнего триаса и юры. Литостратиграфические данные показывают, что этот мегавал периодически развивался на фоне накопления осадков плитного мегакомплекса. Наибольшей амплитуды (до 1000 м) вертикальные восходящие движения достигали на позднебайкальской стадии развития [Гарецкий, Нагорный, 2006; Нагорный, 1990]. В этот период времени мегавал представлял собой систему горстобразных структур и располагался в области максимального прогибания, соответствующей приосевой части Московской синеклизы. В каледонский и герцинский этапы воздымание проходило в замедленном режиме. Активная регенерация Рыбинско-Сухонского мегавала произошла в киммерийско-альпийский этап, когда амплитуды поднятий в его пределах достигали 100–200 м [Гарецкий, Нагорный, 2006; Государственная..., 2000б].

Рыбинско-Сухонский мегавал осложняют продольные и диагональные по отношению к простиранию главной зоны складки второго порядка, часто образующие кулисобразные в плане системы (см. рис. 2.15 А). Эти структуры выражены в конфигурации стратоизогипс различных реперов разреза палеозойских толщ, а также в характере залегания слоев (рис. 2.16). Амплитуда антиклиналей варьирует от первых десятков метров до 100–200 м, при ширине 3–10 км. Протяженность отдельных складок в 3–5 раз превышает их ширину. Складки второго порядка обычно прослеживаются до подошвы девонских отложений, а наиболее крупные из них – до поверхности кристаллического фундамента [Гарецкий, Нагорный, 2006; Государственная..., 2000б]. Этот факт указывает на то, что процессы галокинеза в соленосных эвапоритовых отложениях нижней перми, дислоцированных конформно с подстилающими и перекрывающими их толщами, имеют второстепенное значение при формировании складчатой структуры. При общем СВ простирании зоны дислокаций диагональные



Рис. 2.16. Структурная схема кровли казанских отложений верхней перми (для северо-восточного сегмента схемы – кровли отложений нижней перми) (составлено с использованием данных [Государственная..., 1988, 1989, 2000б]). Местоположение схемы см. рис. 2.15, Б

1, 2 – стратоизогипсы кровли: *1* – отложений казанского яруса верхней перми; 2 – нижнепермских отложений; *3* – валы и антиклинали (относительные поднятия); *4* – относительные прогибы. Буквы на схеме и типы тектонических нарушений см. рис. 2.15

складки имеют ВСВ и субширотную ориентировку, а их кулисные системы часто образуют левосторонний структурный рисунок, что свидетельствует о левосдвиговых перемещениях вдоль зоны (см. рис. 2.15, 2.16).

Структуру мегавала осложняют тектонические нарушения. Это, прежде всего, конформные простиранию мегавала протяженные зоны СВ простирания, хорошо дешифрируемые по материалам дистанционных наблюдений и выраженные в сгущении и прерывании стратоизогипс различных реперов чехла (см. рис. 2.15, 2.16). Наиболее крупные нарушения этого типа осложняют крылья мегавала и проникают в породы фундамента. Согласно геофизическим данным, они интерпретируются как взбросы с амплитудой смещений в нижних горизонтах чехла до 1000 м при постепенном ее снижении до первых сотен и десятков метров вверх по разрезу [Гарецкий, Нагорный, 2006; Государственная..., 2000]. Многие из этих нарушений унаследуют разломы фундамента, ограничивающие рифейские грабены Среднерусского авлакогена, являясь, таким образом, результатом инверсии рифтовых структур и трансформации древних сбросов во взбросовые структуры плитного этапа. Рассмотренные выше диагональные складки обычно выступают в роли оперяющих структур по отношению к продольным нарушениям. Их структурная позиция свидетельствует о левосдвиговой составляющей перемещений вдоль продольных разрывов, которые с учетом их вертикальных смещений представляют собой левые взбрососдвиги (см. рис. 2.16).

В центральной части и в бортах Среднерусской зоны широко развиты диагональные и поперечные нарушения. Наиболее крупная система нарушений этого типа имеет субширотную ориентировку и прослеживается в C3 борту Среднерусской зоны, пересекаясь с ней в нижнем течении р. Сухона (см. рис. 2.15, 2.16). Эта система построена из отдельных сдвиговых зон, имеющих сложное строение в результате развития мегалинз и оперяющих структур. При пересечении с разрывно-складчатыми структурами Рыбинско-Сухонского мегавала эти сдвиги обуславливают их правое смещение (рис. 2.17). На отдельных участках отмечается обратная ситуация, когда широтные сдвиги испытывают преломление, либо левостороннее смещение при пересечении с разрывами СВ простирания. Другими словами, те и другие структуры обнаруживают признаки субсинхронного развития, образуя в целом динамически сопряженную систему правых (субширотных) и левых (северо-восточных) сдвигов. Эти картографические соотношения подтверждаются и наблюдениями мезоструктур (см. ниже).

В верхних слоях чехла и на эрозионной поверхности рассмотренные выше нарушения чаще выражены в качестве широких зон трещиноватости. Ширина отдельных зон достигает сотен метров, а с учетом областей их динамического влияния может соответствовать и первым километрам. Экспериментальные данные показывают, что ширина зоны динамического влияния глубинного нарушения, инициированного в породах жесткого основания (фундамента) и проникающего в перекрывающие осадки чехла, на поверхности может достигать двукратной мощности последнего [Крапивнер, 1986; Шерман и др., 1983]. В соответствии с этим ширина отдельных зон дислокаций, составляющих Среднерусскую зону, на поверхности может достигать 4–6 км (при мощности чехла 2–3 км). В целом нужно констатировать рассредоточенный на больших площадях (диссипативный) характер смещений вдоль широких зон нарушений и областей их динамического влияния.

Помимо отмеченных выше признаков, о глубинном характере разрывных нарушений свидетельствует недавняя уникальная находка раннемезозойских щелочных ультраосновных пород, прорывающих верхние слои татарского яруса в нижнем течении правого борта р. Сухона [Труфанов, 2007]. Магматические породы (мелалейцититы) образуют здесь линзовидное субвулканическое тело (силл) мощностью до 3 м, приуроченное к области пересечения нарушений субширотного и СВ простирания, где также дешифрируется небольшая кольцевая структура (см. рис. 2.17).



Рис. 2.17. Геолого-структурная схема строения северо-восточной части Рыбинско-Сухонского мегавала. Местоположение схемы см. рис. 2.15 Б

опущенного крыла); 5 – точки наблюдений и ориентировка плавных осей деформации стадий D3 (a) и D4 (g); 6 – шарниры симметричных (a) и имущественно: а – сдвиговой, б – взбросо-сдвиговой, в – сбросовой кинематикой, г – крутопадающие нарушения и флексуры (полусферы в сторону асимметричных (б) антиклиналей; 7- направления сдвиговых (а) и тангенциальных (б) перемещений стадии D3; 8- предполагаемая область распространения щелочных ульграбазитов. Розы-диаграммы показывают результаты замеров ориентировки нарушений и смещений по ним для групп точек *I-3* - отложения верхней перми тарского яруса, расчлененного на нижний (1), средний (2) и верхний (3) горизонты; 4 – зоны дислокаций с пренаблюдений, номера когорых приведены рядом с диаграммами и, соответственно, на схеме Признаком неотектонической активности Среднерусской зоны является то, что ее структура подчеркивается системой линеаментов, выраженных в современном рельефе и дешифрируемых на цифровых картах рельефа (см. рис. 2.15 Б). Их неотектоническую мобильность и высокую проницаемость подтверждает факт широкого развития вдоль разрывных зон высокоминерализованных источников, воды которых дренируют соленосные горизонты чехла, а также аномальное поле гелия, содержание которого порой превышает 20х10⁻⁵ мг/л вдоль главных нарушений Среднерусской зоны дислокаций [Государственная..., 2000].

Все эти сведения показывают, что Среднерусская зона представляет собой долгоживущую структуру, которая проявлена на самых разных глубинных уровнях: в морфологии современного рельефа, в структурах чехла и поверхности кристаллического фундамента, а также в строении докембрийских комплексов различных глубин корового слоя (см. рис. 2.10, 2.15). На верхних структурных уровнях в пределах разреза осадков чехла она имеет свойства транспрессионной зоны с левосдвиговой компонентой смещений. Правосдвиговые смещения отмечаются в СВ части зоны, и проявляются они вдоль зон субширотного простирания, которые ориентированы диагонально по отношению к главным (продольным) разрывам Среднерусской зоны. Обе системы нарушений образуют динамопару сопряженных правых (субширотных) и левых (северо-восточных) сдвигов.

Беломорско-Двинская зона дислокаций

Беломорско-Двинская зона дислокаций имеет много общего в тектоническом отношении со Среднерусской зоной. Она также наследует пространственную позицию палеопротерозойского (Беломорско-Лапландского) подвижного пояса и наложенной на него рифейской рифтовой системы. Однако в осадках фанерозойского чехла этой зоны нет признаков формирования инверсионного мегавала и, совсем наоборот, в современной структуре Беломорско-Двинская зона выражена неотектоническими депрессиями, которые ограничены системой сбрососдвигов и заполнены четвертичными отложениями [Зыков и др., 2008].

Беломорско-Двинская зона прослеживается с СЗ на ЮВ и маркируется системой депрессий, берущих начало от современных грабенобразных структур Кандалакшского залива Белого моря и продолжающихся к ЮВ в пределы широкой долины Северной Двины, вплоть до слияния со Среднерусской зоной в районе г. Котлас. В ЮВ части зоны сбросо-сдвиговые нарушения контролируют борта долины Северной Двины и соответствующую ей современную депрессию (см. рис. 2.15). В ЮЗ борту депрессии эти разрывы срезают толщи верхней перми-нижнего триаса и, порой, проникают в отложения четвертичного возраста, образуя крутые уступы и эскарпы с активными оползневыми явлениями. В бортах этих продольных нарушений широко развиты малоамплитудные оперяющие сдвиго-сбросы и взбросы, ориентированые диагонально и ортогонально к простиранию главных сбросо-сдвигов (рис. 2.18 А). Здесь также отмечается система пологих диагональных и ортогональных к простиранию главной зоны складок, сминающих слои пермских и триасовых пород (см. рис. 2.18 Б). Изучение и сравнение характера развития нарушений в осадках перми и триаса в целом показало наличие сходных структурных ориентировок в этих комплексах (см. рис. 2.18 Б, розы-диаграммы I-II). При этом было отмечено, что зоны трещиноватости СЗ простирания имеют


Рис. 2.18. Геолого-структурная схема (А) и разрез по линии I–II (Б), иллюстрирующие строение юго-восточного сегмента Беломорско-Двинской зоны. Местоположение схемы см. рис. 2.15 Б

1, 2 – отложения тагарского яруса верхней перми: I – на рис. А, 2 – на рис. Б; 3, 4 – отложения нижнего триаса: 3 – конгломераты и песчаники, 4 – в осадках: 7 – перми и триаса, 8 – четвертичных; 9 – шарниры валов и антиклиналей; 10 – разрывные нарушения и направления перемещений по ним; II – направления тангенциальных перемещений. Типы тектонических нарушений см. рис. 1. Розы-диаграммы показывают результаты замеров ориентировки нарушений и смещений по ним для групп точек наблюдений, номера которых приведены рядом с диаграммами и соответственно на аргиллиты (на разрезе); 5 – четвертичные отложения; 6 – тектонические брекчии; 7, 8 – точки наблюдений и ориентировка главных осей деформации схеме А (диаграммы І, III – в отложениях верхней перми, II – в отложениях нижнего триаса) преимущественно левосдвиговую составляющую перемещений, доминирующую над сбросовой компонентой.

В районе г. Котлас сбросо-сдвиги ЮЗ борта Беломорско-Двинской зоны плавно меняют свое СЗ направление простирания на субмеридиональное (см. рис. 2.18 А). При этом депрессия угасает, и сужается долина Северной Двины. Главные нарушения, образующие изгиб в плане, сохраняют левосдвиговую составляющую перемещений (см. рис. 2.18 Б, роза-диаграмма III). Эта ситуация прослеживается вплоть до слияния этих сдвигов со структурами СВ ориентировки Среднерусской зоны дислокаций. В результате смыкания Среднерусской и Беломорско-Двинской зон проявляется общая крупная дугообразная в плане структура, направленная выпуклостью к ЮВ. В сегменте максимального изгиба дуги отмечаются субмеридионально ориентированные структуры сжатия – валы, складки и взбросы, – свидетельствующие о тектоническом сдавливании толщ в субширотном направлении, вероятно, в результате воздействия Двинско-Сухонского блока (см. рис. 2.16, 2.18 А).

В целом ЮВ сегмент Беломорско-Двинской зоны представляет собой левосдвиговую транстенсионную структуру. Составляющие ее нарушения, судя по соотношениям с осадками чехла, вероятнее всего, относятся к киммерийскоальпийскому этапу развития.

Мезоструктурные парагенезы осадочного чехла

На основе полевых наблюдений было отмечено, что в строении рассмотренных выше зон дислокаций резко преобладают постседиментационные мезоструктурные парагенезы, связанные с горизонтальными перемещениями. При этом намечается два главных типа структур: сдвиговые зоны и зоны субгоризонтального течения – субслойного срыва. Во многих случаях были отмечены признаки сопряженного развития этих структур, но также наблюдались структурные соотношения, указывающие на более раннее проявление субслойных перемещений. В целом имеются основания выделять следующие парагенезы структур: 1) конседиментационные структуры (стадия D1); 2) ранние структурры субслойного течения (D2); 3) сдвиговые структуры главного этапа деформаций (D3); 4) поздние слабо выраженные сдвиговые смещения (D4). Структуры стадий D1 и D2 были рассмотрены в [Колодяжный и др., 2007, Колодяжный, 2010]. Ниже будут рассмотрены структурные парагенезы стадии D3, отражающие главные черты современного строения рассматриваемой области.

Сдвиговые зоны (D3) пронизывают всю доступную наблюдению часть разреза, начиная от осадков верхней перми до отложений нижнего триаса и верхней юры, что позволяет связывать их с киммерийско-альпийским этапом развития. Они представлены широкими поясами, в пределах которых отмечается сгущение сдвиговых зон высокого порядка, систем трещин и других структур, образующих закономерные сочетания. Частота развития трещин меняется поперек простирания главных зон сдвига. Она постепенно увеличивается в соответствии с нарастанием интенсивности деформаций по мере приближения к относительно узким (0.1–2 м) сдвиговым зонам высокого порядка, которые выражены в разлинзовании и рассланцевании пород с появлением брекчий, катаклазитов и милонитов. Такие зоны развиты неравномерно и повторяются в разрезе в количестве от 2–3 до 10–15 на стометровом интервале. Зоны трещиноватости по отношению к сдвигам высокого порядка являются областями их динамического влияния, которые сливаются в единые межсдвиговые домены в промежутках между сдвигами. В межсдвиговых доменах амплитуды горизонтального смещения вдоль отдельных сколов редко превышают 1–2 см, тогда как в зонах сдвига высокого порядка они достигают первых метров. Весьма вероятно наличие сдвиговых зон с большими амплитудами, которые скрыты от наблюдений руслами водотоков.

В межсдвиговых доменах часто отмечаются системы трещин, ассиметричные сочетания которых отражают различные стадии эволюции сдвиговых нарушений и их кинематику. Характерным примером, иллюстрирующим также диссипативный характер сдвиговых дислокаций, является обнажение в устье р. Верхняя Ерга (рис. 2.19 А). Здесь распознаются магистральные сколы L, пересекающие все обнажение либо образующие отдельные отрезки, сращиваемые кулисными системами сколов Риделя R и мостиковыми структурами растяжения (минипулл-апарты, системы минисбросов). Сколы R и P, а также трещины отрыва Т развиты в качестве асимметрично-оперяющих структур вдоль магистральных сколов L. Очевидно, что последние развивались отдельными отрезками, каждый из которых начинался с заложения каскада коротких сколов R и, в свою очередь, наращивался ими по мере прогрессивного разрастания по простиранию. Кинематическими индикаторами также являются области затухания сдвиговых сколов, где развиваются структуры типа «конского хвоста», составленные малоамплитудными (2-5 см) сбросами и взбросами в соответствующих сегментах локального растяжения и сжатия (см. рис. 2.19 А). В обобщенном виде пространственные сочетания парагенетичных структур отображены на диаграмме, характеризующей данную зону трещиноватости как фрагмент зоны правого сдвига (см. рис. 2.19 Б). Не менее распространены левосдвиговые зоны нарушений, которые имеют во многом аналогичное строение, но характер асимметричного развития структур в них зеркально противоположный.

Зоны разлинзования пород – наиболее распространенный тип сдвиговых зон высокого порядка. В этих структурах распознается соответствующее экспериментальным моделям последовательное развитие сколов R, P и L, в результате пересечения которых формируется система трапециевидных линз (см. рис. 2.19 В). При этом в бортах сдвиговых зон сохраняется структура инициальных стадий развития сдвига, составленная преимущественно из сколов R и единичных трещин P, а также отрывов Т. Отмечались случаи, когда в самой зоне разлинзования асимметрия структур выражена не четко, но в области ее динамического влияния она подчеркивается сколами R и позволяет определить направление смещений.

В наиболее интенсивной форме проявления сдвиговые структуры высокого порядка представлены зонами C-S-рассланцевания и сигмоидального разлинзования (см. рис. 2.19 Г). Кинематическим индикатором в данном случае является диагональное положение и характер изгиба поверхностей S по отношению к магистральным зонам сдвигового скольжения С. Первоначальная позиция инициальных сколов в данном случае не распознается ввиду их переориентировки в результате вращения к главной плоскости сдвига. Поверхности S в зависимости от вязкости пород представлены в качестве: слабо развитой сланцеватости (в глинистых породах), тонких зонок катаклазитов и слабо выраженной рекристаллизации (в песчаниках и карбонатных породах). Они развиваются неравномерно,





А – фрагмент сдвиговой зоны трещиноватости в мергелях P₂₂ экспонированной в устье р. Верх. Ерга; Б – диаграмма, иллюстрирующая пространственные соотношения главных структур на схеме A; В – фрагмент сдвиговой зоны разлинзования в доломитах P₂; Г – фрагмент сдвиговой зоны C-S рассланцевания в аргиллитах P₂. Местоположение точек наблюдений 86 и 54 см. рис. 2.17

1-4 – трещины со сдвиговой (1), сбросовой (2), взбросо-надвиговой (3) и раздвиговой (4) кинематикой; 5 – зоны рассланцевания; 6 – минидепрессии и провалы, связанные с локальным растяжением; 7, 8 – ориентировка главных осей деформации стадий D3 (7) и D4 (8); 9 – направления вращения. Буквы на схеме: L, C – главные магистральные сдвиги; R, P – вторичные (оперяющие) синтетические сдвиги и сколы; R' – вторичные антитетические сдвиги; T – структуры растяжения (отрывы); S – структуры сжатия и сланцеватость

описывая линзовидные объемы слабо измененных пород. Сигмоидальная форма этих линз свидетельствует об их вращении в соответствии с направлением сдвигания (см. рис. 2.19 Г). В бортах зон C-S-рассланцевания также нередко наблюдаются системы трещин ранних стадий зарождения сдвига.

Статистика наблюдений в пределах рассматриваемой территории показывает, что сдвиговым зонам субширотного простирания свойственна преимущественно правосдвиговая кинематика, тогда как зоны СВ ориентировки в основном характеризуются левосдвиговыми смещениями (см. рис. 2.17, розыдиаграммы 3–5, 14–21, 29–46, 60–76, 86–95). Редкие исключения из этого правила отмечены лишь на локальных участках, что связывается с проявлением дислокаций стадии D4, имеющих в целом редуцированный характер (см. рис. 2.17, роза-диаграмма 23, 25).

Зоны субгоризонтального течения – субслойного срыва (D3) широко проявлены на самых разных уровнях разреза фанерозойских толщ и обнаруживают парагенетическую связь с зонами сдвига (D3). Как правило, они приурочены к прослоям пластичных пород (глины, мергели), залегающих среди более компетентных слоев (доломиты, известняки, песчаники). Наиболее интенсивные деформации отмечаются вдоль границ сред с разной вязкостью, где развиваются субслойные срывы и надвиги, а также сопряженные с ними структуры. Ширина зон субслойного срыва и течения варьирует в широких пределах от первых сантиметров до 10 и более метров. Наблюдаемые амплитуды горизонтальных смещений находятся в тех же пределах. Зоны течения прослеживаются на многие сотни метров, постепенно затухают или переходят на новый стратиграфический уровень, образуя ступенеобразные системы. Они часто повторяются в разрезе: в некоторых вертикальных уступах высотой порядка 60 м наблюдалось до 2–3 уровней субслойного срыва и течения.

В зонах субслойного течения в зависимости от исходной вязкости пород развиваются тектониты различного типа. Прослои глин часто трансформированы в глинистые сланцы с характерными сигмоидальными и C-S-структурами (рис. 2.20 А). На поверхностях скольжения часто видна глинка трения с тонкими штрихами вдоль направления перемещений. В мергелях и аргиллитах часто развиваются милониты. Компетентные прослои доломитов и известняков испытывают объемное брекчирование и разлинзование, нередко образуя вместе с вмещающими их сланцами тектонический меланж (см. рис. 2.20 Б). Для карбонатных и огипсованных пород свойственны также явления рекристаллизации, растворения и переотложения вещества в условиях стресса.

С зонами субслойного срыва и течения парагенетически связаны структуры различного типа. В первую очередь это асимметричные и опрокинутые складки, иногда, – лежачие складки-надвиги (см. рис. 2.20 В). Вергентность этих складок характеризует направление перемещения висячего пакета слоев и, как правило, соответствует горизонтальным смещениям в подстилающих их зонах субслойного течения. Последние резко прерывают эти структуры снизу и выступают в роли поверхностей скольжения при формировании складок волочения. Складки этого типа обычно плавно затухают вверх по разрезу, что исключает возможность их формирования в результате ледниковой нагрузки. Эти структуры весьма распространены. Их размеры и амплитуды варьируют от 0.5 до 15 м, а степень сжатости и асимметрии находятся в прямой зависимости от интенсивности процессов субслойного течения пород.

В случае, когда процессами субслойного течения охвачена пачка слоев различной вязкости, проявляется структурная дисгармония. В пластичных слоях развивается субслойная сланцеватость, а в смежных компетентных – сложные системы сколов: мининадвиги, образующие структуры сдваивания слоев и надвиговые дуплексы, либо листрические и пологие минисбросы, нарезающие в слоях асимметричные будины (см. рис. 2.20 Г). При этом можно отметить признаки последовательного разрастания в ширину зон субслойного течения одновременно с процессами формирования сопряженных асимметричных складок. В разрезе видно, что верхние структурные уровни зоны течения от-



Рис. 2.20. Фотографии структур, связанных с процессами субслойного течения и срыва в пестроцветных отложениях татарского яруса верхней перми на р.Сухона (вид в разрезе)

А – прослой глин среди известняков, подверженный рассланцеванию; Б – тектонический меланж в зоне субслойного срыва и надвигания; В – лежачая асимметричная складка-надвиг, сопряженная с зоной субслойного срыва и течения; Г – строение зоны субслойного срыва и течения и сопряженной с ней асимметричной складки. Буквы и знаки см. рис. 2.19

части вовлечены в складчатость, образуя пологий изгиб в основании асимметричной складки (см. рис. 2.20 Г). Кривизна изгиба постепенно нарастает вверх по разрезу, и в вышележащих слоях вне зоны течения она приобретает черты асимметричной флексуробразной складки. Нижние уровни зоны течения в складчатости не участвуют и залегают горизонтально. Все это указывает на длительное развитие всей структуры в следующей последовательности: 1) формирование верхнего уровня зоны субслойного течения; 2) развитие пологого изгиба слоев над зоной; 3) заложение нижнего уровня субслойного скольжения, контролировавшего дальнейший асимметричный изгиб вышележащих слоев, включая ставший пассивным верхний уровень зоны горизонтального течения. Рассматриваемый случай также иллюстрирует важную особенность зон субслойного течения, для которых отмечается чередование на одном и том же структурном уровне сегментов с преимущественным развитием структур горизонтального сжатия (надвиговые дуплексы) и горизонтального растяжения (асимметричные будины) (см. рис. 2.20 Г). Эти особенности указывают на значительные вариации полей палеонапряжений в зонах субслойного течения.

Пространственные соотношения сдвиговых зон (D3) и структур субслойного течения (D3) указывают на их генетическую связь. Во многих случаях было отмечено постепенное нарастание интенсивности дислокаций, связанных с зонами субслойного течения, по мере приближения к крутопадающим зонам сдвига. В частности, это было выявлено в низовьях р. Сухона в интервале точек наблюдений 65–72, характеризующих строение одной из главных зон сдвига СВ простирания и широкой (до 3 км) области ее динамического влияния (рис. 2.21 А). В пределах последней была выявлена система асимметричных складок, связанных с субслойным скольжением, степень сжатия которых постепенно увеличивается по направлению к главному сдвигу. Одновременно нарастает интенсивность субслойного течения, что находит отражение в увеличении амплитуд горизонтальных смещений и ширины соответствующих зон, а также в характере их тектонитов.

В СЗ борту главной зоны сдвига развита система сжатых асимметричных складок южной вергентности (см. рис. 2.21 Б). Параллельно их осевым плоскостям местами развит кливаж. По отношению к главной зоне сдвига вся система складок занимает позицию оперяющих диагональных структур и образует вместе с ней единый парагенез стадии D3 (см. рис. 2.21 А, врезка 65–72). Эти складки сминают широкую (10 м) зону субслойного течения и тектонического меланжа, вдоль которой предполагаются значительные надвиговые перемещения к ССЗ. Учитывая характер наложения структур и их противоположную вергентность, можно полагать, что эта зона формировалась на стадии D2.

В ЮВ борту зоны сдвига отмечается во многом сходная ситуация, но асимметрия и вергентность складчато-надвиговых структур D3 зеркально меняется (см. рис. 2.21 А). Здесь развита рассмотренная выше зона субслойного течения и венчающая ее система асимметричных складок с северной вергентностью (см. рис. 2.21 Г). Таким образом, главная зона сдвига в бортах сопровождается системой оперяющих складчато-надвиговых структур, вергентность и ориентировка которых соответствует левосдвиговым перемещениям вдоль нарушения (см. рис. 2.21 А, врезка 65–72).

Общую модель строения сдвиговых зон стадии D3 отражает объемная диаграмма, на которой показан характер пространственных соотношений струкРис. 2.21. Структурная схема (А), геолого-структурный разрез иллюстрирующие соотношения сдвиговых зон и структур суб-62-78 (местоположение средний, 2 – верхний горизонты; 3 – зоны дислокаций с преимущественно: а – сдвиговой, б – взбросо-над-4 - точки наблюдений и ориентировка главных осей деформации стадии D3; 5 – шарниры асимметричных антиклиналей; 6 – направления: а – сдвиговых, δ , ε – тангенциальных перемещений на стадиях D2 (б) и D3 (в). На врезках т.65-72 и т.67, 68 схематично показаны пространственные Для схемы Б. *І-3 –* отложения гатарского яруса верхней перми: І – вый меланж, 3 – аргиллиты и мергели; 4 – четвертичные отложения; 5 – разрывные нарушения и направления 7 - направления тангенциальных песлойного течения в низовьях р. Сухона в интервале точек наблю-Для схемы А. І, 2 – отложения виговой, в - сбросовой кинематикой, г – линеаменты неясной кинематики; соотношения главных структур в соизвестняки, 2 – сланцево-известняконые, δ – предполагаемые; δ – кливаж; (Б) и объемная диаграмма (В), перемещений по ним: а – достоверремещений на стадиях: *a* –D3, *б* –D2 ответствующих точках наблюдений верхней перми татарского яруса: І схемы А см. рис. 2.17) дений



тур, образующих динамически согласованный парагенез: главная зона сдвига, зоны субслойного течения и венчающие их асимметричные диагональные складки в бортах сдвигового нарушения (см. рис. 2.21 В). Подобного рода ситуации отмечены во многих случаях (точки наблюдений 12–14, 36–42, 46, 65– 72, 73–76) (см. рис. 2.21 А, 2.17). Они позволяют реконструировать локальную кинематическую ситуацию и иллюстрируют общий принцип объемного (3D) латерального перемещения горных масс вдоль вертикальных и горизонтальных поверхностей (см. рис. 2.21 В).

Обсуждение материалов и динамические реконструкции

Рассмотренные выше материалы показывают, что главные структурные элементы СВ части ВЕП представляют собой долгоживущие структуры, которые формировались на фоне меняющихся геодинамических обстановок следующего типа: 1) коллизионные события (поздний палеопротерозой); 2) эпиконтинентальный рифтогенез (рифей-ранний венд); 3) платформенный тектогенез (поздний венд-ранний триас); 4) внутриплитная активизация (мезозой-кайнозой). Полученные структурно-кинематические данные позволяют более подробно охарактеризовать последний этап эволюции данной территории, рассматриваемый в качестве внутриплитной активизации киммерийско-альпийского времени. Точнее определить временной интервал проявления деформаций в настоящее время нельзя. Структуры, соответствующие этому этапу (стадии D3, D4), достоверно прослежены в осадках верхней перми и нижнего триаса. По результатам бурения и геологических съемок есть основания полагать, что они проникают в слои средней и верхней юры. Более молодые отложения, за исключением четвертичных, в зоне отсутствуют. Иногда нарушения наблюдались в постледниковых аллювиальных осадках. Но эти случаи редки и не позволяют проводить тектонические построения. Интенсивно проявленные дислокации стадии D3 хорошо выражены в современном рельефе в качестве линеаментов, положительных и отрицательных морфоструктур. Учитывая, что рельеф данной территории формировался в альпийское время [Государственная..., 2000], с большой долей вероятности стадии деформаций D3 и D4 могут рассматриваться как этап альпийской внутриплитной активизации.

Структурно-кинематические исследования показали, что структурные парагенезы стадии D3, предопределяющие главные особенности современного строения чехла, связаны преимущественно с горизонтальными перемещениями. Последние проявлялись в качестве двух типов динамических систем: 1) рассредоточенные на больших площадях зоны диссипативного сдвига; 2) зоны субслойного течения–срыва и связанные с ними складчато-надвиговые структуры, проявленные с высокой частотой практически на всех доступных наблюдению уровнях разреза фанерозойского чехла. Эти системы отражают две формы структурного проявления одних и тех же сдвиговых деформаций диссипативного типа. В одних случаях они проявлены в вертикальной (сдвиг), в других – в горизонтальной (пологий срыв – надвиг) плоскостях. Их различная пространственная позиция обусловлена структурно-реологическими свойствами вмещающей их среды: крутопадающие зоны сдвига унаследуют характер тектонической делимости фундамента, а зоны горизонтального течения – контрастные реологические свойства слоистых пород осадочного чехла. Зоны сдвига и субслойного течения обычно образуют динамически сопряженные системы, в которых проявляется общее латеральное перемещение горных масс, соответственно, вдоль вертикальных и горизонтальных поверхностей (см. рис. 2.21 В). Суммарные диссипативно-сдвиговые деформации в этих системах охватывают огромные массивы пород и являются результатом объемного (3D) тектонического течения осадков фанерозойского чехла.

Основываясь на структурно-кинематических данных, рассмотрим особенности пространственного размещения структурных ансамблей киммерийскоальпийского этапа. Главные тектонические элементы территории представлены Среднерусской и Беломорско-Двинской зонами дислокаций, которые, смыкаясь в районе г. Котлас, обрамляют Двинско-Сухонский блок, имеющий в плане форму гигантского клина (рис. 2.22 А). Обе зоны характеризуются преимущественно сдвиговыми дислокациями, но имеют различный режим проявления деформаций. Среднерусская зона является транспрессионной (сдвиг + сжатие) структурой, что подчеркивается сочетанием кулисно-диагональных складок, составляющих Рыбинско-Сухонский мегавал, и продольных взбрососдвигов преимущественно с левосторонним характером сдвиговых смещений. В структуру зоны также вписываются субширотные правые сдвиги, образующие с продольными левосдвиговыми структурами сопряженные системы. Беломорско-Двинская зона представляет собой транстенсионную (сдвиг + растяжение) левосдвиговую структуру, проявленную в виде линейной депрессии и системы ограничивающих ее сбросо-сдвигов. В самых общих чертах характер взаимного расположения этих зон указывает на общее сжатие в направлении СЗ-ЮВ. Однако особенности локальных распределений палеонапряжений значительно сложнее, что свидетельствует о сложной динамически дифференцированной тектонической обстановке (см. рис. 2.22 А).

В области смыкания Среднерусской и Беломорско-Двинской зон проявляется крупная дугообразная в плане структура, направленная выпуклостью к ЮВ (см. рис. 2.22 А). В сегменте максимального изгиба дуги отмечаются валообразные структуры, свидетельствующие о тектоническом нагнетании и выдвигании в эту область геомасс Двинско-Сухонского блока. Эти перемещения согласуются с характером сдвиговых смещений в бортах выдвигаемого индентера: левосторонних – в пределах Беломорско-Двинской зоны, и правосторонних – вдоль широтных сдвигов, осложняющих СВ часть Среднерусской зоны (см. рис. 2.22 А). Проявление левосдвиговых смещений вдоль последней, вероятно, свидетельствует о некотором вращении Двинско-Сухонского блока по часовой стрелке в процессе его выдвигания к ЮВ. На это указывают и клинообразные в плане депрессии, развитые в западной и центральной частях этого блока, характер раскрытия которых согласуется с его вращением (см. рис. 2.22 А).

По всем отмеченным выше структурным признакам Двинско-Сухонский блок может рассматриваться в качестве особой категории структур внутриплитного горизонтального течения, названных М.Г.Леоновым плито-потоками [Леонов, 2008]. Проявление этой структуры на рассматриваемой территории не является случайным. В 400 км к СЗ от нее развита во многом аналогичная структура выступа Ветреного Пояса, образованная породами фундамента (см. рис. 2.22 А). Она вложена на подобии матрешки в структуру Двинско-Сухонского плито-потока, характеризуется аналогичной кинематикой и составляет вместе с ней сложно построенную систему плито-потоков, испытавших диф-



осадки чехла; 3 – подвижные пояса и зоны дислокаций; 4 – спрединговые зоны; 5 – зоны нарушений; 6 – полюс и линии, обозначающие сектор враще-Рис. 2.22. А – структурно-кинематическая схема для киммерийско-альпийского этапа развития СВ части ВЕП; Б – схема, иллюстмации для стадии D3; 5 - зоны дислокаций: *a* – взбросы и надвиги, *б* – сбросы, *в* – крутопадающие нарушения и флексуры, *г* – сдвиги; *б* – направления гангенциальных перемещений: *а* – достоверных, *б* – предполагаемых; 7 – направление вращения. На схеме Б. *I* – кристаллический фундамент; 2 – На схеме А. I, 2 – зоны дислокаций: I – транспрессионные, 2 – транстенсионные; 3 – антиклинали и валы; 4 – ориентировка главных осей дефорния; 7 – направления тангенциальных (a), сдвиговых (b) и ротационных (s) перемещений. Буквы на схемах. Плито-потоки: ДС – Двинско-Сухонский, ВП – выступ Ветреного пояса, Кл – Кольско-Кулойский; зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская, Тр – линия Торнквиста, рирующая вариации скоростей перемещения Евразийской плиты в кайнозое в связи с развитием Арктической зоны спрединга ГП – Тиманский пояс; Ар – Арктический спрединговый хребет

ференцированное вращение и перемещение в ЮВ направлении. Структуру плито-потока с аналогичной кинематикой имеет и Кольско-Кулойский блок, расположенный непосредственно к северу от рассмотренной территории (см. рис. 2.22 Б) [Зыков и др., 2008].

Предложенные выше динамические построения согласуются с известной моделью перемещения ВЕП в ЮВ направлении в связи с пропагацией Атлантического рифта в Арктику и постепенным раскрытием Арктической зоны спрединга [Копп, 2005; Леонов Ю., 1995]. Как предполагается в [Копп, 2005]. эти перемещения происходили в альпийский этап эволюции плиты, и были возможны за счет право- и левосдвиговых смещений соответственно вдоль западной (линия Торнквиста) и восточной (Тиманский пояс) ее границ (см. рис. 2.22 Б). Полученные структурные материалы показывают, что движение плиты к ЮВ имело не «монолитный», а дифференцированный и объемный характер. Об этом свидетельствуют особенности структурных парагенезов чехла, наличие расчленяющих плиту зон дислокаций, типа Среднерусской и Беломорско-Двинской, а также проявление структур горизонтального течения, в роли которых могут рассматриваться выступ Ветреного пояса, Двинско-Сухонский и Кольско-Кулойский плито-потоки. Слабым местом этой модели остается механизм передачи напряжений от активных границ плиты на тысячи километров в ее внутренние области.

Наиболее приемлемы построения, допускающие передачу напряжений не за счет «толкательного» внешнего воздействия, а в результате горизонтального течения геомасс на уровне нижней коры и верхней мантии [Копп, 2005; Леонов Ю., 1995; Леонов Ю. и др., 2001]. В дополнение к этим взглядам следует добавить в круг рассмотрения еще один фактор. Как было отмечено в [Hatcher, 1995], из теоремы Эйлера следует, что движение плиты по сферической поверхности Земли происходит не равномерно: по мере удаления от спредингового полюса вращения векторная скорость перемещения в локальной точке плиты возрастает. Такой градиент скоростей является одной из причин формирования океанических трансформных разломов, вдоль которых адаптируются скоростные вариации.

В приложении к Арктической зоне спрединга, спрединговый полюс вращения которой, вероятно, находится в области ее клинообразного выклинивания, из этого положения следует, что скорости перемещения в сторону от спредингового хребта в прилегающей Евразийской плите будут возрастать по мере удаления от этого полюса (см. рис. 2.22 Б). Это могло служить причиной нарушения динамической монолитности плиты. Различия в скоростях и амплитудах перемещений различных сегментов плиты, очевидно, были сбалансированы зонами сдвиговых дислокаций (Беломорско-Двинская, линия Торнквиста, Тиманский пояс и др.), игравших роль трансформных разломов. Эти сдвиговые структуры ограничивают фланги рассмотренных выше плито-потоков, и именно вдоль них происходит их относительное перемещение. При этом в пределах каждого плито-потока проявляются процессы объемного латерального течения геомасс, порождаемые напряжениями, которые, в свою очередь, являются производными от динамической неуравновешенности плиты, движущейся по сфере. Другими словами, факт существования разноскоростных сегментов в пределах крупной плиты является причиной возникновения локальных напряжений и структур латерального течения, выравнивающих баланс общего поступательного движения плиты по сферической поверхности Земли. В этом контексте напряжения являются вторичными по отношению к движению.

Следует подчеркнуть, что предложенная модель не является универсальной. Она объясняет лишь один из возможных вариантов «не прямого проникания напряжений» на огромные расстояния от зоны спрединга, а опосредованного через форму динамической нестабильности плиты, движущейся по сфере. Вместе с тем остается много вопросов, касающихся процессов горизонтального течения в нижней коре и верхней мантии, которые также могут объяснить рассмотренные в этой работе явления внутриплитных латеральных перемещений в комбинации с предложенной моделью или без нее.

Выводы

1. В северо-восточной части ВЕП выявлены долгоживущие структуры, которые формировались на фоне меняющихся геодинамических обстановок: 1) коллизионные события (поздний палеопротерозой); 2) эпиконтинентальный рифтогенез (рифей–ранний венд); 3) внутриплатформенный тектогенез (поздний венд–ранний триас); 4) внутриплитная активизация (мезозой–кайнозой).

2. В заключительный киммерийско-альпийский этап эволюции на рассмотренной территории проявлялись объемные (3D) диссипативно-сдвиговые деформации, обусловившие проявление процессов латерального течения в породах фундамента и чехла. Дислокации проявлялись в виде двух динамически сопряженных структурных форм – зон рассредоточенных сдвиговых перемещений и структур субслойного тектонического течения.

3. Особенности динамического проявления Среднерусской и сопряженной с ней Беломорско-Двинской зон, образующих единую дугообразную в плане структуру, позволяют выделить крупную систему внутриплитного горизонтального течения – Двинско-Сухонский плито-поток с перемещением геомасс в ЮВ направлении. Во многом аналогичное строение имеет плито-поток выступа Ветреного пояса.

4. Полученные структурные данные согласуются с известной моделью перемещения ВЕП в ЮВ направлении в связи с пропагацией Атлантического рифта в Арктику и постепенным раскрытием Арктической зоны спрединга. В развитие этой модели предложен механизм объясняющий один из возможных вариантов «не прямого проникания напряжений» на огромные расстояния от зоны спрединга, а опосредованного через форму динамической нестабильности плиты, движущейся по сфере.

Литература

Андреев С.И., Миллер Ю.В. Продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса (сопоставление геофизической и геологической информации // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 46–50.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палепротерозое: Автореф. дис. докт. геол. – мин. наук. СПб., 2002. 32 с.

Балаганский В.В. Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1986. 100 с.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция

Северо-Востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.

Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и абсолютный возраст // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 215–234.

Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Богина М.М., Грачева Т.В., Макаров В.А. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.

Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: АН СССР, 1963. С. 5–34.

Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология) // Л.: Наука, 1990. 248 с.

Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Главные этапы развития Московской синеклизы // Литосфера. 2006. № 2. С. 14–24.

Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1: 2500000 / Гл. ред. В.П. Орлов, Д.Л. Федоров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.

Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. / Ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.

Государственная геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200000. Серия Мезенская. Листы Р-38-ХХХІ, Р-38-ХХХІІ, Р-38-ХХХІІ, О-38-І; О-38-І. Объяснительная записка. М.: «Союзгеолфонд», 1989. 172 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист Р-(35)-37. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000 а. 322 с. + 1 вкл.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-37, (38) (Нижний Новгород). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000 б. 261 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Мезенская. Лист P-38-XXIX. Объяснительная записка. М.: «Союзгеолфонд», 1988. 105 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000. Лист Р-38 (Великий Устюг). Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 132 с.

Гравиметрическая карта России. Масштаб 1: 5000000 / Гл. ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.

Гродницкий Л.Л. Закономерности размещения свекофеннских диафторитов в Беломорском подвижном поясе // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.1. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. 1998. С. 88–95. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.

Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб. 2001. 22 с.

Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович М.И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: ГИ Кол. ФАН СССР, 1990. 168 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтйского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 362 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572). Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойс-

кого чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. №2. С. 56–76

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2007. № 6. С. 3–22.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.

Крапивнер Р.Б. Безкорневые неотектонические структуры. – М.: Недра, 1986. 204 с.

Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. N 5. C. 34–36.

Леонов М.Г. Интрабассейновые (внутриплитные) коллизионные швы и самоблокирующаяся субдукция // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 1. С. 97–100.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 521).

Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. N 5. C. 4–15.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.

Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита// Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226–229.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.

Миллер Ю.В., Байкова В.С., Арестова Н.А., Шулешко И.К. Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса // Геотектоника, 2005. № 2. С. 17–32.

Миллер Ю.В., Львов А.Б., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4. № 28. С. 63–71.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

Миллер Ю.В., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Супракрустальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-Западное Беломорье) // Геотектоника. 2002. № 1. С. 13–28.

Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. І. Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39–56.

Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение, эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.

Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашев Ю.А., Ганнибал Л.Ф. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.

Морозов Ю.А. Об «обратном» кинематическом эффекте при надвигообразовании и его структурных и тектонических следствиях // Докл. РАН. 2002 а. Т. 384. № 3. С. 368–371.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002 б. № 6. С. 3–24.

Нагорный М.А. Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Минск, Наука и техника, 1990. 106 с.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Кол. НЦ РАН, 2002. 359 с.

Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях. Вязкостная инверсия // Геотектоника.1971. № 4. С. 15–20.

Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: ИГиГ, 1984. С. 46–54.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного пояса // Геохимия, 1991. № 5. С. 625–634.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

Ручьев А.М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.1. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. 1998. С. 73–81.

Ручьев А.М. Подвижность редкоземельных элементов в и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. 2001. С. 99–106.

Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Степанов В.С., Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Протерозойский рифтогенез и его роль в формировании Беломорской подвижной зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2000. С. 4–11.

Сим Л.А. Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 1996. № 5. С. 100–107.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2005. 47 с.

Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К., Катаев В.Н., Азам Хусам. Ветреный пояс – зеленокаменная структура плейттектонического типа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 3–8.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Структурная карта кровли верейского горизонта московского яруса среднего отдела каменноугольной системы Восточно-Европейской платформы / Гл. ред. В.В. Бронгулеев. М.: Недра, 1986.

Сыстра Ю.Й. Тектоника карельского региона. СПб: Наука, 1991. 176 с.

Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65–72.

Терехов Е.Н. Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: изд-во «Пробел –2000», 2003. 49 с.

Труфанов А.И. Первая находка раннемезозойских щелочных ультраосновных магматических пород на севере Русской плиты // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 57–61.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

Чамов Н.П. Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. № 3. С. 3–22.

Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. №. 2. С. 3–25.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

Шуркин К.А., Шемякин В.М. Пушкарев Ю.Д. и др. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л.: Наука, 1974. 134 с.

Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Бибикова Е.В., Слабунов А.И. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 376–380.

Balagansky V.V., Timmerman M.J., Kozlova N.Ye., Kislitsyn R.V. A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: implications for early Palaeproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2001. Vol. 105. P. 269 – 287.

Barbey P., Raith M. The granulite belt of Lapland // Granulites and crustal evolution. Kluwer Acad. Publ., Netherlands, 1990. P. 111–132.

Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B., Vidal Ph., Convert J., Moreau B. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precam. Res. 1984. Vol. 23. P. 325–348.

Bibikova E., Skiold T., Bogdanova S., Gorbatschev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precam. Res. 2001. Vol. 105. P. 315–330.

Bogdanova S.V. High-grade metamorphism of 2.45–2.4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian Belt in the northeastern Baltic Shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. N 112. P. 69–90.

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

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., Jong K., Guise P., Bogdanova S., Gorbatchev R., Bridgwater D. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland-Kola Orogen, nothern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2001. Vol. 105. P. 289–314. Doblas M. Slickenside kinematic indicators // Tectonophysics. 1985. Vol. 295. P. 187–197. Glebovitsky V., Marker M., Alexejev N., Bridgwater D., Sedova I., Salnikova E., Berezh-

naya N. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // Precam. Res. 2001. Vol. 105. P. 247–267.

Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review // Ottawa, Geological survey of Canada. 1991. Paper 90-17. 72 p.

Hatcher R.D. Structural geology: principles, concepts, and problems. New Jersey: Prentice-Hall, 1995. 511 p.

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S, Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precam. Res. 1998. Vol. 92. P. 223–250.

Perchuk L.L., Gerya T.V., Reenen D.D., Krotov A.V., Safonov O.G., Smit C.A., Shur M.U. Comparative petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high grade terrains// Mineralogy and Petrology, 2000a. Vol. 69. P. 69–107.

Perchuk L.L., Gerya T.V., Reenen D.D., Smit C.A., Krotov A.V. P–T paths and tectonic evolution of shear zones separating high-grade terrains from cratons: examples from Kola Peninsular (Russia) and Limpopo Region (South Africa) // Mineralogy and Petrology. 20006. Vol. 69. P. 109–142.

Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology, Volume 1: Strain analysis. Academic Press, London, 1983. 307 p.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. P. 789–795.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ СТРУКТУРЫ РАСКЛИНИВАНИЯ: МОРФОСТРУКТУРА И НОВЕЙШАЯ КИНЕМАТИКА

В разделе рассмотрены так называемые структуры расклинивания [Зыков, Колодяжный 2007; Зыков и др., 2008; Зыков, Балуев. 2010] – своеобразные структурные ансамбли, возникающие в результате горизонтального движения горных масс в виде относительно обособленных и «жестких» объемов и их «внедрения» в некие ослабленные зоны земной коры. Такие структуры могут быть выявлены на основании изучения коренной геологии (см. главу 2 этой монографии), но они находят также отражение в поверхностной морфоструктуре земной коры и могут быть исследованы с помощью структурно-геоморфологических методов, так как эти структуры являются рельефообразующими.

Подобные морфоструктурные ансамбли, связанные с горизонтальными потоками и являющиеся отражением проявления структуро- и рельефообразующих процессов, имеющих место на неотектоническом этапе развития территории, изучены нами на примере северных территорий Восточно-Европейской платформы и Баренцево-Карского шельфа. При этом обращено внимание не только на закономерности поведения «расклинивающего» тела и его отражения в неотектонической структуре коры в процессе его перемещения, но и на характер реакции обрамляющий его горных масс.

Методика исследований

При проведении исследований был использован вариант морфоструктурного анализа, основы которого изложены в работе Н.П.Костенко с соавторами [1999]. Суть подхода состоит в совместном анализе геологической структуры, денудационной прочности слагающих территорию пород и соответствующего этой структуре рельефа. В результате сопоставления этих параметров удается выделять активно развивающиеся и относительно пассивные в новейшее время морфоструктуры. В ряде работ [Зыков, 2001; Копп, 2004] эта методика в несколько модифицированном виде использовалась с акцентом на выявление морфоструктурно-кинематических ансамблей, отвечающих горизонтальной подвижности геомасс. Этот подход базируется на изучении выявленного по классической методике морфоструктурного рисунка и его анализа, сопровождаемое использованием данных тектонофизических экспериментов и структурно-тектонических работ в тектонически активных областях. Таким образом, удается выявить морфоструктурно-кинематические ансамбли и создать соответствующие модели тектонического развития для исследуемых территорий. Проиллюстрируем применение данной методики на примере гипотетического района (рис. 3.1).



Рис. 3.1. Этапы и методы, применяемые в морфоструктурном анализе новейшей тектоники

Первый этап. Для исследуемой территории собираются и анализируются данные геологической и геоморфологической съемок, данные бурения, результаты геофизических исследований и пр. Геологическое строение нашего гипотетического района характеризуется горизонтальным залеганием одновозрастных толщ, наличием прорывающего их интрузивного тела и присутствием локальных «нашлепок» четвертичных отложений (рис. 3.1 а). Толщи пород рассекаются изогнутым разрывом, который является одним из основных тектонических элементов геологической структуры района. Разрыв состоит из ряда сегментов, характеризующихся различной (сбросовой и взбросовой кинематикой).

Второй этап. На основании анализа топографических карт создаются цифровые модели рельефа, анализируются дистанционные данные и другие графические и описательные материалы. В результате собирается максимально возможная информация о рельефе территории. В нашем условном районе выделяются 3 возвышенности и одна депрессия, маркируемая озером (см. рис. 3.1 б).

Третий этап. Проводится анализ направленности основных денудационных процессов за предполагаемое время рельефообразования и характера их воздействия на геологические тела разного состава и строения, с учетом сравнительной прочности последних и «денудационной стойкости». В исследуемом районе основным фактором денудации предполагается ледниковая экзарация, прочем устанавливается направление движения ледника (см. рис. 3.1 в). Ледник движется по ложу из относительно податливых пород, выпахивает их вокруг относительно более прочной интрузии и несет с собой моренный материал.

Четвертый этап. На основе проведенного анализа выявляются формы рельефа, связанные с препарировкой прочностных неоднородностей или другими экзогенными факторами, и формы рельефа, проявление которых нельзя объяснить с подобных позиций (геоморфологические аномалии). Эти формы рельефа можно предварительно отнести к категории тектонически обусловленных морфоструктур. Их расположение сопоставляется с геологической структурой изучаемой территории. В нашем районе неотектоническое происхождение имеют возвышенность, сложенная интрузивными породами, отпрепарированная за счет большей прочности, и возвышенность, сложенная мореной, образование которой обусловлено процессами аккумуляции. Эти возвышенность и депрессия являются геоморфологическими аномалиями, т.к. не могут быть объяснены препарировкой неоднородностей или другими экзогенными факторами. Их расположение коррелируется с геологической структурой территории (см. рис. 3.1 г). Анализ получившихся соотношений показывает, что возвышенность расположена над поднятым крылом надвига, а депрессия маркирует опущенное крыло сброса. Логическое сопоставление структуры и современной морфоструктуры позволяет говорить о неотектонической рельефообразующей активности разрывов.

Пятый этап. Морфоструктурный рисунок в плане сравнивается с имеющимися результатами тектонофизических экспериментов и изученными структурными парагенезами в тектонически активных районах (см. рис. 3.1 д). Результаты анализа для нашего случая показывают, что структурные парагенезы, подобные тем, которые мы видим на изучаемой условной территории, отвечают обстановке левого сдвига (см. рис. 3.1 е). Это и есть основной вывод о характере проявления горизонтальной подвижности в морфоструктурном облике горных масс. Шестой этап. На этом этапе модель, полученная в результате проведенного исследования, проверяется и заверяется данными независимых методов (см. рис. 3.1 ж), к каковым могут быть отнесены результаты геодезических съемок, сведения о характере сейсмичности, данные о глубинных газовых эманациях и пр. Принести пользу могут и результаты дополнительных детальных геологогеофизических исследований, например, данные о перекосах террас, об изменениях в седиментационных процессах и т.п.

Возвращаясь непосредственно к данному исследованию, можно отметить, что главный акцент в нем делается на изучении процессов структурообразования в областях влияния подвижного индентора, в частности, на образовании трещин отрыва перед его фронтальной частью. Подобные модели в последнее время подробно разбирал М.Л. Копп [1997], и некоторые аспекты проблемы изложены в главе 1. В описанных там примерах трещины отрыва образуются на одной оси с индентором и на некотором расстоянии перед ним и сопровождаются многочисленными сопутствующими структурами (надвигами, сдвигами и т.п.). Тектонофизическое моделирование процесса описано в работе [Талицкий, Короновский, 1991], и показано, что при вдвигании клиновидного блока между двумя соседними доменами перед острием клина образуется зазор за счет раздвигания обрамляющих блоков.

Региональный материал

Кряж Ветреный пояс

Геолого-геоморфологические признаки существования латеральных тектонических потоков, имеющих морфоструктурное выражение, были выявлены нами в районе Кряжа Ветреного пояса (далее Кряж) (рис. 3.2), расположенного на юго-восточной окраине Балтийского щита. Главные особенности геологического строения Кряжа и его геокинемтического развития на палеопротерозойском и фанерозойском этапах рассмотрены в главе 2 этой книги. В данном разделе мы обратим внимание главным образом на неотектоническую составляющую эволюции этого региона и ее отражение в рельефообразующих процессах [Зыков, Колодяжный, 2007].

Кряж Ветреного пояса образует приподнятый участок земной коры, с максимальной абсолютной отметкой 345 м над уровнем моря (г.Оловгора) Основные вершины – Шапочка (320 м.), Шуйгора (337 м.), Енгишгора (331 м.), Большая Лёвгора (336 м.), менее высокие в онежской части – Сиверка (271 м.), Сточная (246 м.) и особенно заметная – Мендуха (204 м.). На северо-западном окончании кряжа выделяется одиноко стоящая вершина – гора Голец высотой 236 метров. Верхняя часть её имеет конусообразную форму и совершенно лишена растительности. По своему происхождению гора Голец является древним вулканом. Это – сохранившийся до наших дней памятник вулканической деятельности, имевшей здесь место в раннепротерозойское время – около 2,8 миллиарда лет назад.

Кряж как возвышенность является морфологическим выражением обособленного массива пород, в целом носящего аналогичное название. Этот массив расположен в пограничной области между структурами Карельского массива и Беломорского складчато-надвигового пояса и образует линейную в плане, вы-





1 – палеозойский чехол, 2–4 – породы нижнего протерозоя: 2 – преимущественно вулканогенные свиты Ветреного Пояса, 3 – преимущественно вулканогенные породы виленгской свиты, 4 – вулканогенно-осадочные породы заонежской свиты; 5 – верхний архей (вулканогенные и метаморфические породы), 6 – архей нерасчлененный (преимущественно гнейсы и амфиболиты); 7 – нижнепротерозойские интрузии кислого и основного состава; 8 – региональный взброс; 9 – оси складок; 10 – изолинии рельефа поверхности фундамента; 11 – контуры массива вулканогенно-осадочных пород под осадками чехла; 12 – водоемы

тянутую в ССЗ-ЮЮВ направлении обособленную геологическую структуру. Его протяженность примерно 230 км, ширина в наиболее широкой части около 50 км. В плане массив пород Кряжа образует каплевидную, осложненную пережимами форму, сужающуюся к северо-западу. Массив ограничен разломами, падающими в общем северо-восточном направлении и представляющими собой надвиги или взбросы. Судя по геофизическим данным, эти разрывы прослеживаются и в подстилающее архейское основание [Земная кора..., 1978].

В строении Кряжа, более полное описание геологии которого дано выше (см. главу 2), участвуют метаморфизованные вулканогенные, вулканогенноосадочные и осадочные породы протерозоя, объединенные в несколько свит и обнажающиеся в виде полос в соответствии с северо-западным простиранием Кряжа. Из этих свит для нашего исследования наиболее важна свита ветреного пояса, которая слагает бо́льшую часть Кряжа и играет важную роль в рельефообразовании. Свита преимущественно представлена базальтами и коматиитами, обладающими высокой степенью компетентности. Внутренняя структура массива пород Кряжа представляет собой в поперечном сечении крупную синформу, осложненную надвигами и взбросами, падающими преимущественно в северо-восточном направлении.

В породах Кряжа широко развиты зоны тектонического меланжирования и разлинзования, отвечающие надвигам и взбросам с падением в северо-восточных румбах. Надвиги местами переходят в субгоризонтальные срывы, а также сопровождаются многочисленными субвертикальными разрывами. Наличие борозд зеркал и борозд скольжения указывает на наличие сдвиговой составляющей по всем этим дизьюнктивам.

Мощность палеопротерозойских образований, слагающих Кряж поверхности до их подошвы и по геофизческим данным составляет около 5 км [Земная кора..., 1978].

Обрамление Кряжа составляют: с юго-запада – породы Карельского массива, представленные гранит-зеленокаменными комплексами; с северо-востока – образования Беломорского пояса, сложенные архейскими гранито-гнейсовыми ассоциациями (см. рис. 2.2, 3.2). Эти геоструктуры сложены различными интенсивно метаморфизованными породами: гнейсами, мигматитами, амфиболитами и пр., прорванными телами разнообразных магматических пород от кислого до ультраосновного состава.

К юго-западу от Кряжа расположена широкая область распространения древних архейских гранито-гнейсовых толщ Карельского массива, среди которых выделяются фрагменты верхнеархейских же зеленокаменных поясов, представленных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами. Эти толщи сложно деформированы, смяты в складки, что подчеркивается плавными изгибами гнейсовидности, и разбиты разрывами. Наиболее крупная из них дугообразная в плане структура расположена юго-западнее массива пород Кряжа и занимает практически все пространство между ним и Онежским озером. В целом структура представляет собой горизонтальную мегаскладку с круто погружающимся в северо-восточном направлении шарниром. Ее замковая часть отчетливо пережимает Кряж примерно посредине [Государственная...2000; Земная кора..., 1978] (см. рис. 3.2).

Приведем краткую характеристику элементов геологического строения Кряжа и окружающих его территорий, существенных с точки зрения понимания динамики формирования неотектонической структуры региона. Нижнепротерозойский комплекс вулканогенно-осадочных пород в районе Кряжа образует массив со сложной внутренней структурой, имеющий в плане каплевидную, расширяющуюся к юго-востоку форму. Согласно геофизическим данным, его мощность от подошвы до кровли составляет 5 км. Массив ограничен разрывами, проникающими в породы архейского основания [Земная кора..., 1978]. Изолинии поверхности фундамента под чехлом окраины платформы в плане образуют выступ (Онежский), расположенный на продолжении массива вулканитов Кряжа [Международная..., 1981].

Разрез платформенного чехла начинается с терригенных толщ венда незначительной мощности, покров которых развит в настоящее время преимущественно севернее Кряжа. Залегающие выше по разрезу девонские терригенные и каменноугольные терригенно-карбонатные породы, развитые на окраине щита, также имеют незначительную мощность. Основная структура осадочного чехла – это пологая моноклиналь с падением пластов к юго-западу, в сторону плитной части Восточно-Европейской платформы. В породах чехла в береговых обрывах р.Онеги наблюдаются пологие складки небольшой амплитуды с северо- западным и северо-восточным простиранием осей и размахом крыльев около 5–20 м. Складки имеют приразломный характер.

Как самостоятельный геоморфологический домен Кряж Ветреный пояс также протягивается с северо-запада на юго-восток. Размеры ярко выраженного в рельефе поднятия при этом меньше, чем площадь распространения соответствующего массива пород и составляют около 230 км по длинной оси и в 5–20 км в поперечнике (рис. 3.3). В рельефе он представлен серией вытянутых по простиранию кряжа узких гряд длиной до нескольких километров каждая. В осевой части последних наблюдаются протяженные (десятки и сотни метров) обнажения коренных пород, заглаженные ледником и местами разваленные на крупные глыбы. Пространства между грядами широкие, пологие, покрыты озерно-болотными, моренными и флювиогляциальными отложениями при неглубоко залегающем коренном субстрате. Наиболее высокие вершины с абсолютными высотами около 300 м поднимаются над межгрядовыми понижениями до 100 м. В целом эту местность можно назвать денудационной грядовохолмистой и увалистой равниной.

Северный склон Кряжа ступенчат и изрезан долинами многочисленных речек. Крутизна склона уменьшается при удалении от Кряжа. В крутых обрывах ступеней наблюдаются коренные обнажения протяженностью до нескольких сотен метров и высотой до 10 м. Местами коренные блоки несут следы отсадки от стен и разваливаются на глыбы. Южный склон, начинающийся сразу за подножиями вершинных гряд, представляет собой приподнятое в рельефе плато, слабо наклоненное в южном направлении от оси кряжа. На его пологоволнистой поверхности широко развиты камы и моренные холмы.

Кряж в плане отчетливо делится на две части: северо-западную и юго-восточную. Северо-западная область имеет линзовидную, слабо изогнутую форму и узким хвостом выклинивается в северо-западном направлении. Ее размеры примерно 90 × 15 км, а максимальные высоты превышают 300 м (г.Оловгора – 345 м). Наиболее хорошо выражены в рельефе участки выходов на поверхность вулканогенных пород свиты ветреного пояса. Небольшие прямолинейные водотоки подчеркивают субмеридиональные системы трещиноватости, простирающиеся диагонально к оси кряжа. Юго-восточная область также в плане имеет вид линзы, однако значительно более широкой – до 30 км при длине около 70 км. В целом эта часть имеет более низкие высоты, только местами превышающие 200 м. (г. Сиверка – 271 м.). Здесь возвышенности ниже и расстояния между ними больше, чем в северо-западной области кряжа. Прямолинейные русла речек и ручьев подчеркивают субширотную систему трещиноватости, диагональную к простиранию кряжа.

Обе области Кряжа разделены понижением, занятым порожистой долиной р.Кожа и депрессией оз.Кожозеро. Само озеро имеет вытянутую изогнутую форму и достигает 30 км в длину и 5–6 км в ширину. Долина, его вмещающая, аналогична по форме и примерно в два раза больше по размерам. Треугольная в плане долина р.Кожа расширяется в сторону приморской равнины. По берегам реки многочисленны скальные выходы.

На геоморфологическом профиле (см. рис. 3.3), построенном вдоль водораздела Кряжа, хорошо заметна высотная разница двух его областей и видно, что по его вершинам можно выделить крупные ступени, вероятно отвечающие



Рис. 3.3. Геоморфологические особенности юго-восточной части Балтийского щита и его обрамления (а) и геолого-геоморфологический профиль по оси кряжа Ветреный Пояс (б)

1-6 – типы равнинных поверхностей: 1 – морская аккумулятивная, развитая преимущественно по архейским кристалллическим породам, – плоские или плосковолнистые озерно-аллювиальные, маркирующие понижения рельефа, – пологоволнистая или плоская ледниковая и водно-ледниковая, развитая по породам чехла, – пологоволнистая или плоская ледниковая и водно-ледниковая, развитая по кристаллическим породам преимущественно архейского возраста, – пологоволнистая или плоская ледниковая и водно-ледниковая, развитая по вулканогенно-осадочным породам Ветреного Пояса, – денудационная грядово-увалистая и увалистая, развитая по вулканогенно-осадочным породам Ветреного Пояса; – наиболее приподнятые участки пологоволнистой ледниковой и водно-ледниковой равнины, развитой по породам чехла; –крутые склоны кряжа Ветреный Пояс; 9 –положение поверхностей выравнивания, реконструируемых по вершинам кряжа Ветреный Пояс; – рельефообразующие, развитые по зоны, отраженные в рельефе; – оси крупных структурных изгибов в архейских породах; 12 – водные поверхности; 13-14 – типы отложений на профиле: 13 – вулканогенно-осадочные Ветреного Пояса, – осадочные, чехольного комлекса ВЕП; 15 – направление течения рек, 16 – положение геолого-геоморфологического профиля активности разрывов, разбивших первично единую поверхность выравнивания на блоки в процессе неравномерного поднятия. Река Онега дугой огибает юговосточное окончание Кряжа. Это сравнительно крупная река, шириной от десятков до первых сотен метров с чередованием участков быстрого и медленного течения. Ширина долины варьирует от сотен метров до первых километров, врезана она в всхолмленную флювиогляциальную или моренную равнину.

Севернее и южнее Кряжа эта река имеет типичный равнинный облик: небыстрое течение с выдержанной лестницой невысоких аккумулятивных террас по берегам. В районе пересечения с Кряжем река становится порожистой, долина приобретает характер каньона, в высоких (десятки метров) береговых обрывах которого обнажаются коренные породы.

В окружении Кряжа местами встречаются современные плоские озерные равнины и плосковолнистые равнины ледниковых и послеледниковых озер. Эти элементы рельефа маркируют депрессии. Для нашего исследования особенно важно, что подобная плосковолнистая равнина развита вдоль р.Моша. Она маркирует вытянутую депрессию рельефа (Мошанскую), расположенную на продолжении Кряжа и имеющую довольно значительные размеры (55×15 км.). По сравнению с окружающими территориями в ее пределах наиболее интенсивно развиваются современные болота. В литературе [Кожевников и др., 1983] депрессию рассматривают как новейший грабен. Характер четвертичных отложений, вскрытых здесь бурением, позволяет предполагать значительные на общем фоне молодые опускания ее днища [Кожевников и др., 1983].

Депрессия окружена подковообразной в плане пологой возвышенностью, вершина которой представляет собой пологоволнистую равнину, не отличающуюся от окружающих территорий. Бурением это поднятие прослежено по кровле дочетвертичных пород и является неотектоническим [Рыжов, 1988].

Специальных работ, посвященных неотектонике Кряжа Ветреный пояс нет, однако ограниченная информация по этому вопросу присутствует во многих публикациях, посвященных неотектонике севера России [Лукашов, 1976; Рыжов, 1988; Юдахин и др., 2003]. Практически все исследователи считают Кряж неотектоническим поднятием с умеренными амплитудами, а его рельеф денудационно-тектоническим. Считается, что субгоризонтальные поверхности гребней несут на себе остатки палеогенового пенеплена, расчлененного в неогене в процессе новейшего поднятия. По данным повторных нивелировок, Кряж выделяется на фоне окружающих равнин как область слабых поднятий [Лилиенберг и др., 1972]. Таким образом, к настоящему времени наличие вертикальных неотектонических движений Кряжа не вызывает сомнений.

Проведение морфоструктурного анализа территории с применением выше изложенной методики позволяет выявить в этом районе признаки новейших горизонтальных движений.

Как уже отмечалось, архейские породы юго-западнее Кряжа образуют в плане крупную горизонтальную мегаскладку. В ядре этой мегаскладки расположена Онежская мульда, с которой территориально совпадает неотектоническая депрессия Онежского озера. В восточной части Онежского озера расположены Повенецкий и Заонежский заливы, которые образуют в плане дугу протяженностью около 100 км при ширине 10–20 км.

Депрессия, занятая заливами, сечет границы различных породных комплексов и всю имеющуюся структуру Онежской мульды и, поэтому, не может быть объяснена избирательной денудационной препарировкой толщ, обладающих разной прочностью. На геологических картах и космических снимках видно, что дуга залива отчетливо сечет структуры протерозойских толщ, в пределах которых она расположена. В то же время дуга заливов конформна структурному изгибу архейских масс, подстилающих протерозойские породы, и в целом расположена в ядре рассмотренной выше горизонтальной мегаскладки (см. рис. 3.2, 3.3). Эти особенности геолого-геоморфологического строения района позволяют говорить о новейшем подновлении деформации изгиба в архейских толщах и связывать образование депрессии в замке мегаскладки с эффектом растяжения в области замкового отслаивания, благодаря которому архейская структура как бы «просвечивает» сквозь протерозойские толщи и отражается в рельефе поверхности [Зыков, 2001; Леонов и др., 2001].

Структуры горизонтальной мегаскладки к северо-востоку от Онежского озера отчетливо прослеживаются вплоть до Кряжа. Ее северное крыло, имеющее небольшое осложнение в виде слабо выраженного замка, как бы прижимает выклинивающуюся северо-западную часть массива к Беломорскому блоку. Южнее, в районе максимального изгиба мегаскладки, выступающая замковая часть пережимает кряж почти пополам. В этом месте расположена депрессия оз.Кожозера, имеющая линзовидно-изогнутую форму, соответствующую изгибу структур в замке складки. Эта новейшая морфоструктура, по аналогии с дугой Павенецкого и Заонежского заливов, также может быть связана с локальным неотектоническим растяжением в области замкового отслаивания. Долина р.Кожа, пересекающая Кряж в районе максимального пережима, имеет треугольную форму, с расширением к северо-востоку. Борта ее нередко обрывистые. Подобная геоморфологическая форма по своему облику и местоположению может быть интерпретирована как развивающаяся трещина отрыва, связанная с новейшим растрескиванием и раздвиганием Кряжа в месте подхода к нему активизированной архейской мегаскладки. Воздействие горизонтального давления со стороны последней на массив пород Кряжа подтверждается наличием выявленных по результатам дешифрирования цифровых карт рельефа и космических снимков систем трещин, образующих веер, расходящийся от места пережима (см. рис. 3.3).

Северо-западный (относительно центрального пережима) домен Кряжа расположен в треугольнике между комплексами Беломорского и Карельского блоков и имеет наибольшие высоты. Если учесть воздействие новейшего перемещения мегаскладки Карельского блока в сторону Кряжа, появление наибольших высот в северо-западной части Кряжа можно объяснить тем, что эта его часть, зажатая между соседними блоками, испытывает вертикальное выжимание под воздействием компрессии со стороны мегаскладки.

Повторимся, что юго-восточная часть Кряжа имеет каплевидную в плане форму и более низкий рельеф, чем его северо-западная часть, что свидетельствует о проявлении более слабых неотектонических поднятий. В целом эта часть вытянута в северо-западном—юго-восточном направлении. На ее продолжении, практически на одной оси, расположена вытянутая в том же направлении Мошанская депрессия (см. рис. 3.3). Как уже отмечалось, эта депрессия не обусловлена наличием в этом месте каких-либо особенно податливых к денудации пород и является неотектонически обусловленной и интерпретируется как новейший грабен. Учитывая, что Кряж и Мошанская депрессия являются неотектоническими морфоструктурами и пространственно примыкают друг к другу, можно рассматривать их как парагенетически развивающуюся пару. В этом случае их появление объяснимо с привлечением горизонтальной подвижности блоков.

Отжимание архейской мегаскладкой горных масс Кряжа в сторону Беломорского блока должно приводить к отодвиганию юго-восточного домена Кряжа к юго-востоку (см. рис. 3.2). В этом случае массив пород Кряжа выступает в качестве продвигающегося в юго-восточном направлении индентора, а расположенная на одной оси с ним Мошанская депрессия закладывается в зоне расклинивания, которая образуется перед фронтом индентора и является, по сути, трещиной отрыва (рис. 3.4).

Вполне возможно, что процесс горизонтального перемещения имеет отношение не только к массиву вулканитов Кряжа, с мощностью около 5 км, но проявлен и в более глубоких горизонтах корового слоя. Проникание ограничивающих массив Кряжа разрывов в подстилающее архейское основание наводят на мысль о наличии под массивом вулканитов подстилающего блока, сложенного породами архейского основания и имеющего схожую в плане форму. Показа-



Рис. 3.4. Структурно-кинематическая схема кряжа Ветреный Пояс на новейшем этапе развития

1 – Кряж Ветреный пояс (поднятая в рельефе активизированная часть массива вулканогенноосадочных пород); 2 – кристаллические породы юго-восточной части Балтийского щита; 3 – чехол ВЕП; 4 – Мошанская депрессия; 5 – радиальная трещиноватость в породах Кряжа; 6 – неотектонические депрессии; 7 – линейность в породах Карельского блока; 8 – граница распространения чехла ВЕП; 9 – контуры новейшего поднятия перед фронтом Мошанской депрессии; 10 – направление латерального перемещения геомасс; 11 – Беломорский блок (тектонический упор)

В квадратной рамке справа - модель косого сдвига по принципу «домино»

тельно, что на продолжении Кряжа, на некотором расстоянии от него находится выступ фундамента, осложняющий погребенный рельеф склона Балтийского щита (см. рис. 3.2). Их расположение но одной оси наталкивает на предположение, что фундамент окраины Балтийского щита в области, примыкающей к окончанию Кряжа Ветреного пояса, испытывали давление со стороны Кряжа. Это привело к образованию выступа, в каменноугольное время погребенного под осадочным чехлом. Механизм такого процесса еще не вполне понятен, однако можно предположить, что имело место не столько латеральное выдвигание геомасс перед индентором, сколько уплотнение их перед его фронтом и, соответственно, появление большей денудационной устойчивости пород в этом месте. Вероятно, эти процессы имели место до образования платформенного чехла, однако их активизация в новейшее время несомненна. Это подтверждается тем фактом, что депрессия р.Моша располагается как раз над линейным углублением на окраине Онежского выступа фундамента, а неотектоническое поднятие, окружающее эту депрессию расположено в целом над погребенным выступом (см. рис. 3.2).

Пространственное соответствие морфоструктуры погребенного рельефа (депрессия в выступе фундамента, отвечающая, вероятно, погребенной в палеозое эрозионной долине на склоне выступа) и новейшей морфоструктуры (Мошанская депрессия) указывает на унаследованное неотектоническое развитие локального опускания в фундаменте и увязывается с горизонтальным давлением клина горных масс Кряжа (и особенно подстилающего его блока) на породы кристаллического фундамента и чехла.

Необходимо отметить также, что на рассматриваемом погребенном выступе фундамента наблюдается не только углубление под современной р. Моша, но также и другие крупные углубления. Все вместе углубления в плане примерно образуют радиальную систему. Появление такой системы на выступе может быть также объяснено с позиции давления на выступ со стороны блока пород Кряжа. При этом расклиниваемый индентором изнутри выступ образует по периметру трещины растяжения, на поверхности маркируемые палеодолинами или углублениями в погребенном склоне.

Некоторые из углублений радиальной системы, кроме Мошанского, также имеют геоморфологические признаки неотектонического подновления, проявленные менее ярко, чем в случае с депрессией р. Моша. Над углублением, расположенным на севере выступа фундамента, сконцентрировано несколько левых притоков р. Онега.

Подтверждением движения массива Кряжа в юго-восточном направлении служит наличие отчетливых признаков левого сдвигания в породах, расположенных в районе главного взброса Кряжа Ветреного Пояса. После пересечения Кряжа река Онега на некотором протяжении течет практически вдоль зоны этого крупного разрыва и образует здесь серию сравнительно прямолинейных отрезков северо-западного простирания. На одном из отрезков, примерно в 6 км к востоку от пос.Ярнема, на обеих берегах появляются протяженные (до 100 м) обнажения тонкослоистых аргиллитов вендского возраста. Аргиллиты моноклинально падают к северо-востоку под углами 20–40°. Слои часто рассланцованы и пронизаны субслойными левосдвиговыми срывами. В едином парагенезе с последними развиты антитетические правые сдвиги с амплитудой смещения до первых дециметров (иногда до 1–2 м). Эти сдвиги нарезают ми-

ниблоки, испытавшие вращение по типу структур «домино» в соответствии с общим левым сдвиганием (см. рис. 3.4 б).

В этой части массива, в районе главного взброса Кряжа Ветреного пояса, наблюдаются и геоморфологические признаки объемного сдвига. Плоскости рельефообразующих трещин, ограничивающих уступы крутого северо-восточного склона, подчиняются кулисной системе сколов Риделя, свидетельствующих о левом смещении по разрыву.

Сравнение геоморфологических данных и геологического строения района Кряжа Ветреного Пояса указывает на его новейшее поднятие. В то же время существуют признаки, позволяющие говорить о наличие горизонтальной составляющей движения в новейшее время. Прежде всего, это закономерности морфоструктурного рисунка территории, в частности, расположение вытянутой депрессии на продолжении выраженного в рельефе вытянутого массива пород Ветреного пояса. Такой морфоструктурный рисунок может быть аппроксимирован как проявление трещины отрыва перед фронтом индентора [Талицкий, Короновский, 1991; Копп, 1997 и др.]. Крупной морфоструктурой также является дуговидная депрессия Заонежского и Повенецкого заливов, которая, располагаясь над замком мегаскладки, может быть рассмотрена как проявление трещины замкового отслаивания, проявившейся при продолжающемся изгибании псевдослоистой толщи.

С использованием этих частных моделей можно предложить следующую модель развития юго-восточной части Балтийского щита на новейшем этапе (см. рис. 3.4). В новейшее время происходит реактивация тектонических движений в регионе, которая приводит к прогрессивному изгибанию крупной мегаскладки, возникшей в архейских толщах еще на палеопротерозойском этапе (см. главу 2). При этом возникает зона растяжения и опускания в ее замковой части, что зафиксировано образованием дуговидных заливов Онежского озера, в плане конформных форме складки. Фронтальная часть складки оказывает горизонтальное давление на массив Кряжа Ветреного пояса в его центральной части. В результате этого воздействия северо-западная часть Кряжа испытывает торизонтальное давление в юго-восточном направлении. При этом перед массивом, на одной оси с ним, развивается трещина расклинивания, маркируемая на поверхности Мошанской депрессией.

Беломорская морфоструктура

Морфоструктурные признаки новейших объемных горизонтальных перемещений были выявлены также в центральной части Беломорской системы новейших депрессий [Зыков и др., 2008] (рис. 3.5). Эта система, как показывает название, соответствует акватория Белого моря, имеет размеры примерно 450×600 км, расположена в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты и состоит из нескольких сочленяющихся самостоятельных депрессий: Кандалакшско-Двинской, Онежской, Горла Белого моря и части акватории открытого моря в районе Мезенской губы. Наиболее крупной является Кандалакшско-Двинская депрессия, занимающая центральную часть системы, имеющая размеры примерно 450х100 км. и вытянутая в северо-западном направлении. Здесь будет рассмотрена только эта депрессия, так как именно на ее примере



Рис. 3.5. Схема геологического строения Беломорского района

1–3 – архей-палеопротерозойские комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы: 1 – Карельского массива, 2 – Кольского массив, 3 – Беломорского пояса; 4 – рифейские рифтогенные вулканогенно-осадочные образования; 5 – граница Балтийского щита и Русской плиты; 6 – линии сейсмопрофилей; 7 – акватория Белого моря. Аббревиатуры на схеме: троги Беломорской рифтовой системы: Кн – Кандалакшский, Он – Онежский, Дв – Двинский, Кц – Керетский, Лш – Лешуконский; Арх – Архангельский выступ

можно наиболее ярко показать характер проявления горизонтальных неотектонических движений в районе.

Геологические особенности строения исследуемой территории рассмотрены в ряде публикаций [Невесский и др., 1977; Спиридонов и др., 1980; Балуев и др., 2000, 2003; Балуев, 2006; Колодяжный, 2006, 2007], данные из которых будут использованы при дальнейшем изложении материала. Северо-западная часть Кандалакшско-Двинской депрессии расположена преимущественно на кристаллических породах фундамента, а юго-восточная – на осадочных породах относительно маломощного чехла окраины Русской плиты. Депрессия располагается в пределах распространения древних комплексов фундамента Лапландско-Беломорского подвижного пояса, заложившегося в неоархее и испытавшего неоднократную тектоническую ремобилизацию в палеопротерозое, рифее и фанерозое [Балуев и др., 2000; Балуев и др., 2003, 2006; Колодяжный, 2006, 2007] (см. рис. 3.5). Породы этого пояса обнажаются по берегам рассматриваемой части Беломорья, в отдельных местах на дне акватории и островах. Представлены они в основном разнообразными гнейсами, амфиболитами и гранулитами. Широкое распространение в районе имеют также рифейские терригенные и, в меньшей степени, вулканогенно-осадочные комплексы. Они выполняют систему палеорифтов, пространственно наследующих позицию Лапландско-Беломорского пояса и образующих главную структурную неоднородность фундамента. Последняя связана с наличием разветвленной системы рифтов – Кандалакшско-Онежско-Двинской и Керецко-Среднепинежской, которые облекают расположенный между ними выступ платформенного фундамента, называемый Архангельским сводом (выступом) (рис. 3.6). Система этих палеорифтов, имея северо-западное простирание, к юго-востоку от Белого моря погружается под чехол Мезенской синеклизы и прослеживается на расстояние около 1000 км. Северо-восточнее и юго-западнее Беломорид располагаются, соответственно, породы Карельского и Кольского блоков земной коры.

Чехольный комплекс распространен в южной и юго-восточной частях района и состоит преимущественно из отложений венда и палеозоя, залегающих почти горизонтально со слабым наклоном к югу и юго-востоку, образуя крыло Мезенской синеклизы.

Среди четвертичных отложений на дне акватории преобладают ледниковые и ледниково-морские отложения, достигающие наибольшей мощности (150 м) в юго-восточной части Кандалакшского залива. Остальные участки дна характеризуются значительно меньшими мощностями осадков (3–20 м) [Невесский и др., 1977]. Древнейшими образованиями рыхлого покрова морского дна служат проблематичные межстадиальные морские отложения эпохи среднечетвертичного морского оледенения [Спиридонов и др, 1980]. Выше развиты ледниковые и межледниковые отложения последних оледенений, перекрытые голоценовыми озерно-морскими осадками.



Рис. 3.6. Сейсмостратиграфические разрезы земной коры Беломорского региона (местоположение профилей см. на рис. 4.5)

А – глубинный сейсмический разрез МОГТ по региональному профилю I–I через Мезенскую синеклизу (по [Геодинамика..., 2006]); Б – увеличенный южный фрагмент разреза по профилю I–I; В – сейсмический разрез по профилю МОВ ОГТ 200310 через Кандалакшский грабен (II – II) [Казанин и др., 2006]; Г – фрагмент разреза по профилю 200310 [Тарасов, Шлыкова, 2006]

I – раннедокембрийский кристаллический фундамент; *2* – рифейские отложения, выполняющие грабены; *3* – покров платформенного чехла; *4* – разломы

Кандалакшско-Двинская депрессия вытянута с северо-запада на юго-восток. Ее форма в плане имеет линзовидный облик и относительно симметрична, что придает ей внешнее сходство с трещинами отрыва. В литературе ее происхождение в основном и рассматривают подобным образом [Юдахин и др., 2003]. Геоморфологическое строение ее в разных частях весьма различно. В северозападной части депрессии расположена наиболее глубокая для всего региона депрессия, по ряду морфоструктурных признаков получившая название Кандалакшского новейшего грабена. Этот грабен занимает большую часть одноименного залива и имеет протяженность около 300 км. В районе этой морфоструктуры глубины достигают 340 м, что является максимальным для всего Беломорья. На его бортах широко развиты крутые тектонические эскарпы, приуроченные к древним разломам и свидетельствующие об их неотектоническом возрождении. Дешифрирование рельефа дна показывает, что эти разрывы образуют своеобразный веер, раскрывающийся к юго-востоку (рис. 3.7)



Рис. 3.7. Эволюция Беломорского региона на неотектоническом этапе (модель «расклинивания»)

1 – Архангельский выступ; 2 – кристаллические породы фундамента ВЕП; 3 – Кандалакшский новейший грабен: днище и обрамляющие разрывы; 4 – радиальные и концентрические разрывы у окончания Кандалакшского грабена; 5 – направление перемещения Балтийского щита; 6 – направление расхождения бортов грабена; 7 – акватория Белого моря. Аббревиатуры на схеме: Арх – Архангельский выступ, Кл – Колвицкий грабен, Кн – Кандалакшский грабен, Кд – Кандалакшско-Двинская депрессия На дне залива зафиксированы узкие и протяженные продольные по отношению к оси залива зоны опускания, представляющие собой зарождающиеся полуграбены с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными бортами, выполненные современными морскими осадками [Невесский и др., 1977]. Аналогичная полуграбеновая асимметрия характерна не только для всего Кандалакшского прогиба, но и для подстилающих его древних рифтогенных структур. Для района характерна сравнительно высокая сейсмичность, свидетельствующая о современной тектонической активности региона [Ассиновская, 1986].

Северо-восточное ограничение Кандалакшской депрессии маркируется разрывами и проходит примерно параллельно береговой линии Кольского полуострова, отклоняясь к Горлу Белого моря. Решение фокального механизма одного из очагов землетрясений свидетельствует о подвижках блоков земной коры взбросо-сдвигового характера (с правосторонней составляющей), при котором Кольский блок испытывает воздымание относительно грабена [Ассиновская, 1986]. Эти подвижки осуществляются по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломом, который ограничивает Кандалакшский грабен с северо-востока. В целом, на основании наличия контрастного рельефа и сейсмотектонических проявлений район Беломорья рассматривается как область проявления активных неотектонических движений, начавшихся в олигоцене [Спиридонов и др., 1980]

На северо-западном окончании Кандалакшского новейшего грабена выделяется [Балуев и др., 2000] относительно небольшой Колвицкий сегмент грабена протяженностью около 80 км, отделенный от основного грабена косой межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде цепочки островов Средние Луды. Эта перемычка могла играть роль зоны аккомодации, т.е. зоны приспособления и переноса напряжений растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой. Видимо, этот сегмент грабена сформировался позже основной части Кандалакшского грабена в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений в период позднего постледниковья. Наличие Колвицкого сегмента свидетельствует о неотектоническом развитии всего Кандалакшского грабена.

Юго-восточнее Кандалакшского грабена в основании Двинской депрессии расположен Архангельский выступ кристаллического фундамента, вытянутый с юго-востока на северо-запад, где он постепенно сужается (см. рис. 3.5, 3.6). Выступ имеет видимые размеры примерно 350 × 100 км, и, по данным сейсмического профилирования [Хераскова и др., 2006], выступает над окружающими понижениями поверхности фундамента на 7–8 и более километров. Сложен выступ комплексом раннедокембрийских гранулито-гнейсов Лапландско-Беломорского подвижного пояса и обрамляется он палеорифтами среднерифейского заложения, выполненными терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Необходимо отметить, что уже в рифее этот выступ фундамента представлял собой область повышенной компетентности, или некую структурную неоднородность, которую «обтекали» зарождающиеся в то время рифтовые структуры. Архангельский выступ является горстом с разломными границами, падающими от него в стороны, что свидетельствует о его расширении на глубине.

Архангельский выступ выражен в геоморфологических особенностях территории. В области акватории для него характерны небольшие глубины, более выположенный рельеф дна и меньшие, чем в Кандалакшском грабене, мощности четвертичных отложений. Контуры Двинского залива отчетливо вписываются в апикальную часть выступа. При подходе к выступу р.Северная Двина делает характерное колено, заходит на его территорию и в пределах выступа до своего устья течет строго вдоль его оси над апикальной частью. Эти геоморфологические особенности могут быть объяснены новейшими вертикальными движениями в области выступа.

Кандалакшский новейший грабен наложен на концевую, северо-восточную часть рифейского палеорифта (Онежского), и носящего в этой части также название Кандалакшского (см. рис. 3.5, 3.6). Этот же, и соседствующий с ним палеорифт (Керецкий), в тех местах, где они обрамляют Архангельский выступ, в рельефе выражены совсем иначе. Онежский палеорифт проходит примерно по Онежскому, а Керецкий, в основном, по Кулойскому новейшим поднятиям.

Необходимо отметить, что сейсмостратиграфический профиль, проходящий вкрест палеорифтовых систем и Архангельского выступа, показывает наличие складчатых деформаций в рифейских толщах, заполняющих грабены, и локальных деформаций пликативно-дизьюнктивного характера в венд-четвертичном чехле (см. рис. 3.6).

Выявленные особенности Беломорской депрессии, в частности, глубины дна и мощности четвертичных отложений указывают на разный характер развития различных ее сегментов, однако не объясняют главную геоморфологическую аномалию всего района, а именно появление активного и очень хорошо морфологически выраженного Кандалакшского новейшего грабена. Объяснение этого феномена с позиций признания главной роли вертикальных движений и простого растяжения земной не согласуется с наблюдаемыми закономерностями общего структурного рисунка региона [Тектоническая..., 2010]. Привлечение же моделей, учитывающих латеральные движения, позволяют построить более адекватную природным реалиям модель новейшей тектоники региона.

В современной литературе, в основном на базе анализа напряженного состояния горных масс Балтийского щита, обсуждается положение о существовании активного горизонтального давления на этот щит со стороны раскрывающихся океанических бассейнов [Юдахин, 2003; Копп, 2004]. Отметим однако, что эти взгляды на настоящий момент являются дискуссионными и нуждаются в дополнительном обосновании.

С осторожностью принимая эти взгляды, которые изложены ранее в главе 2 (см. рис. 2.30), можно предположить, что, подвергаясь воздействию со стороны океанических бассейнов, геомассы Балтийского щита сами должны оказывать мощное тангенциальное давление на окраины Русской плиты. Естественно, что в этих условиях будут деформироваться как окраина плитной части платформы, так и сам щит, что отчасти объясняет появление пограничных грабенов на пересечении радиальных концентрических относительно щита систем разрывов [Юдахин и др., 2003].

Кандалакшский грабен находится как раз на продолжении Архангельского выступа платформенного фундамента, который имеет вытянутую форму и сужается к северо-западу (см. рис. 3.7). Учитывая то, что этот выступ фундамента является достаточно компетентной и крупной неоднородностью земной коры, можно предположить, что в условиях давления со стороны Балтийского щита и его вероятного латерального продвижения, он будет являться индентором
(или клином), который, внедряясь в грабен, раздвигает его борта и служит дополнительным импульсом к расхождению Карельского и Кольского геоблоков. Таким образом, латеральное движение Архангельского выступа вносит свой вклад в общее аномальное прогибание современного Кандалакшского грабена, который можно рассматривать как проградирующую трещину, возникающую перед фронтом активного «клина».

Крайний северо-западный Колвицкий сегмент Кандалакшского грабена в этом случае является структурой пропагации грабена к северо-западу вглубь щита. Пропагация грабена привела к созданию определенных структурных парагенезов, которые фактически определяют зоны динамического влияния при развитии разрывных структур. Вокруг вершин линейных разрывов возникали области концентрации напряжений и деформаций, имевшие форму близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва области концентрации напряжений смещались вместе с его вершиной. Такие структуры в виде системы дугообразных и кольцевых разломов выявлены по материалам дистанционного зондирования на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского рифта. Эти дуговые и кольцевые структуры хорошо проявлены в морфологии рельефа и элементах современного ландшафта, что свидетельствует об их активном развитии в настоящее время.

Аналогичные геокинематические реконструкции известны и для других районов. Например, в работе [Глебовский и др., 2006], в которой исследуются геодинамические процессы в Арктике, Гренландия в виде тупого клина внедряется в пространство, подготовленное растяжением в Евразийском Арктическом бассейне. При этом она сама, является источником повышенной скорости разрастания океанического дна. В Беломорском бассейне наблюдается в чем-то похожая картина – выступ фундамента внедряется в подготовленное для него пространство и сам начинает выполнять роль расклинивающего элемента.

Подведем некоторые итоги (рис. 3.8). Геологическое строение территории показывает, что основными неоднородностями морфоструктуры кристаллического фундамента на неопротерозойском и фанерозойском этапах развития являются выступы фундамента (в том числе, Архангельский выступ), рифейские палеорифты, новейшие депрессии и грабены, и системы разрывов (в том числе, обрамляющие Кандалакшский грабен и (или) уходящие в горло Белого моря) (см. рис. 3.8 а).

Современная морфоструктура территории генерализовано состоит из депрессии Белого моря, осложненной более глубокой депрессией Кандалакшского новейшего грабена, и обрамляющих их поднятий (см. рис. 3.8 б). Основным фактором денудации в период формирования рельефа является экзарация (показана схематично, одним ледниковым языком) (см. рис. 3.8 в). Сопоставление рельефа и особенностей геологической структуры показывает, что в изучаемом районе выделяется отчетливая геоморфологическая аномалия: протерозойские палеорифты в современном рельефе на разных участках выражены по разному. Перед Архангельским выступом они наследуются глубокой депрессией новейшего Кандалакшского грабена, а участки рифтов, обрамляющие выступ, проходят по поднятиям (см. рис. 3.8 г). Эти особенности геоморфологии не могут быть объяснены только избирательной денудацией.

Привлечение известных данных о существовании в кристаллических породах сжатия [Марков, 1983], распространяющегося от океанического бассейна вглубь платформы [Юдахин, 2003; Копп, 2004] и сопоставление с известными моделя-



Рис. 3.8. Иллюстрация последовательности рассуждений, позволяющих выявить горизонтальную подвижность горных масс района Беломорья на новейшем этапе. Объяснение в тексте

ми деформаций перед индентором (рис. 3.8 д), позволяют объяснить имеющуюся морфоструктуру с позиций латеральных движений горных масс. Депрессия Кандалакшского новейшего грабена возникает перед Архангельским выступом как трещина расклинивания перед индентором в условиях сжатия, ориентированного по их общей длинной оси и вероятного движения Балтийского щита к юго-востоку (см. рис. 3.8 е). Этот вывод подтверждается и данными о сейсмичности территории [Ассиновская, 1986]. Так, наиболее крупное историческое землетрясение с магнитудой 5 произошло в Кандалакшском грабене как раз перед Архангельским выступом. Решение механизма очага, расположенного в борту этого грабена, свидетельствует о наличии правосдвиговой составляющей движения по обрамляющим грабен разломам (см. рис. 3.8 ж).

Таким образом, можно предложить следующую картину новейшего развития области сочленения Балтийского щита и Русской плиты в районе центральной части Беломорской депрессии. При давлении Балтийского щита в юго-восточном направлении, причинно связанным с тектоническими процессами в океанических бассейнах [Юдахин, 2003; Копп, 2004], происходит своеобразное «наезжание» его геомасс на Архангельский выступ, являющийся серьезной неоднородностью земной коры в ее плитной части. При этом, перед выступом, как перед индентором (клином), происходит образование трещины расклинивания, что во многом обуславливает аномальное новейшее прогибание Кандалакшского грабена. Таким образом, в этом районе имеет место своеобразное горизонтальное внедрение блока кристаллических пород в окружающий кристаллический субстрат. Образующаяся перед внедряющимся блоком трещина расклинивания является маркером этого процесса.

Безусловно, воздействие процессов, происходящих в пределах Атлантического и Северного Ледовитого океанов, в данной модели является сугубо гипотетическим. Фактом же является наличие горизонтального сжатия, ортогонального границе щита, и фиксируемого в кристаллических породах [Марков, 1983]. Применение морфоструктурных методов позволило выявить новейшие горизонтальные движения горных масс северо-западной–юго-восточной ориентировки, проявляющиеся как в районе Кандалакшско-Двинской депрессии, так и в районе Кряжа Ветреного пояса.

Северо-западная окраина Баренцевоморской плиты

Процессы, связанные с неотектонической горизонтальной подвижностью геомасс были установлены для северо-западной окраины Баренцевоморской плиты [Зыков, Балуев. 2008]. В отличие от рассмотренных выше примеров Восточно-Европейской платформы, развитие деформаций в Баренцевоморском регионе не связано с наличием жестких неоднородностей в земной коре. В имеющихся тектонических условиях ремобилизуется вся окраина Баренцевоморской платформы. Геолого-геоморфологические признаки горизонтальных движений новейшего этапа были изучены в районе Шпицбергенского (Свальбардского) архипелага, маркирующего Свальбардское поднятие земной коры, и на обзорном уровне выделены по результатам анализа литературных данных в районе окраин Баренцевоморской плиты.

Основные особенности строения и развития исследуемого региона приведены в обобщающих работах [Строение..., 2005; Шипилов, Тарасов, 1998; Шипилов и др., 2006; др.]. Согласно данным этих исследователей, раскрытие Евразийской и Северно-Атлантической океанических впадин произошло в начале кайнозоя или немного ранее, со времени формирования 24-ой магнитной аномалии. Связь между раскрывающимися впадинами имела трансформный характер, в результате чего по мере их раскрытия и образования океанических плит происходило расхождение гренландской и баренцевоморской окраин.

Важной особенностью строения дна Северной части Атлантической плиты является наличие сегмента Срединно-Атлантического хребта (хребет Книповича), который в этом районе накладывается на магнитные аномалии и является новообразованным по отношению к ним. Хребет изгибается в плане при подходе к архипелагу Шпицберген и фрагментируется большим количеством малоамплитудных трансформных разломов. Хребет расположен асимметрично относительно бассейна – часть океанического дна, прилегающая к баренцевоморской окраине значительно уже, чем часть, прилегающая к Гренландии (рис. 3.9). На основании сейсмостратиграфических работ на границе баренцевоморского шельфа и океанической впадины установлена относительно узкая Поморская депрессия, выполненная молодыми осадками, которая зажата между Западно-Баренцевоморской континентальной окраиной и хребтом Книповича. Ее строение резко асимметрично – западный борт, сложенный породами океанического ложа, погружается полого, восточный же, связанный с окраиной континента, крутой. Максимальное развитие депрессия имеет южнее о. Шпицберген (главный остров одноименного архипелага), в районе же его северо-западного побережья она сравнительно редуцирована. Примерно в районе окраины шельфа проводят разрывную зону Хорнсунд, которая проходит вдоль всего западного побережья Шпицбергена и, по всей видимости, отсекает структуры океанического бассейна от структур архипелага и всей Баренцевоморской окраины.

Арктическая Евразийская океаническая плита сравнительно симметрично разделена на две части срединным хребтом Гаккеля. На ее северной окраине расположен отчлененный в процессе спрединга от баренцевоморской окраины хребет Ломоносова, а южная окраина образована ступенчатыми склонами баренцевоморской платформы. В рельефе фундамента в этих местах также наблюдается депрессия.

Северо-западная часть Баренцевоморского шельфа относится к Баренцевоморской (Свальбардской) плите. Основание этой плиты имеет позднедокембрийский возраст. Выходы пород основания известны на о.Шпицберген. Чехольный комплекс представлен широким набором палеозойских, мезозойских и кайнозойских преимущественно осадочных пород, обнажающихся в разных частях Шпицбергенского архипелага, Земли Франца-Иосифа и др., а также на морском дне. Структура пород чехольного комплекса достаточно сложная, наблюдаются прогибы и поднятия, осложненные многочисленными разрывными нарушениями разного типа и менее распространенными складчатыми деформациями.

Наиболее интенсивные дислокации образуют пояс, названный поясом Третичных дислокаций или Третичным складчато-надвиговым поясом, который протягивается вдоль западного побережья о.Шпицберген. В деформации вовлечены как породы основания, так и толщи чехольного комплекса. Наблюдаются многочисленные надвиги, взбросы, сдвиги, а также разрывы других типов. Здесь широко развиты интенсивно сжатые складчатые структуры, образовывавшиеся в едином парагенезе с разрывами. Считается, что этот пояс



Рис. 3.9. Схема новейшей тектоники и кинематики северо-западной окраины Баренцевоморской плиты

1 – океанические плиты; 2 – континентальные плиты; 3 – хребет Гаккеля; 4 – хребет Книповича; 5 – континентальный склон; 6 – контуры поднятий, маркируемых архипелагами; 7 – пояс Третичных дислокаций о.Шпицбергена; 8 – сдвиговая зона; 9 – контуры грабен-желобов; 10 – участок детальных работ (рис. 4.11 а); 11 – место расположения профиля (рис. 4.10); 12 – направление перемещения породных масс окраины Баренцевоморской плиты; 13 – предполагаемые векторы давления со стороны океанических бассейнов; 14 – названия морфоструктур: I – Гренландская плита; III – Баренцевоморская плита; III–IV – поднятия в пределах баренцевоморской плиты: III – Свальбардское, IV – Земли Франца-Иосифа; V–VII – окраинные грабен-желоба баренцевоморской плиты: V – Иосифа-Виктория; VI – Святой Анны; VII – Медвежинский

образовался в начале кайнозоя при транспрессивных контактах Гренландской и Баренцевоморской окраин и в дальнейшем развивался в режиме транстенсии [Dallman et al., 1993; Lowell, 1972; др.].

Для новейшей структуры Свальбардской плиты характерна мозаичная картина поднятий и прогибов [Мусатов, 1990; Шипилов и др, 2006; др.], которые носят блоковый или сводово-блоковый характер. Важнейшими поднятиями являются сводово-блоковое поднятие архипелага Шпицберген (Свальбардское поднятие) и поднятие Земли Франца Иосифа. Важнейшими депрессиями – обрамляющие и рассекающие поднятия унаследованные новейшие грабен–желоба (Св. Анны, Франца-Виктория и др.), которые осложняют континентальные окраины и раскрываются как к Арктической (Св. Анны, Франца-Виктория и др.), так и к Атлантической впадине (Медвежинский и др.) [Мусатов, 1996 а, б; Шипилов, Тарасов, 1998; др.].

Основой для неотектонического районирования архипелага Шпицберген явилось изучение (картирование и датирование) поднятых на разную высоту разновозрастных поверхностей выравнивания и террас. В результате новейшая структура архипелага воспринимается как блоковая, или сводово-блоковая [Семевский, 1967; Шарин, 2004], что подразумевает дифференцированную подвижность отдельных участков земной коры по скорости и знаку. Геологогеоморфологические исследования в этой области в последнее время были удачно дополнены археологическими изысканиями, показавшими, что побережья фьордов в разных частях о.Шпицбергена местами продолжают испытывать поднятия или опускания в историческое время [Шарин, Дымов, 2004].

В то же время остается слабоизученным вопрос об активности в новейшее время геологической структуры архипелага. В опубликованной литературе встречаются лишь отдельные упоминания о молодой активности преимущественно сбросовых структур, без детальных описаний [Dallman et al., 1993], или ставится вопрос о неизбежности существования дислокаций на границах блоков [Семевский, 1967]. Однако, данные о проявлениях современной сейсмичности [Chan, Mitchell, 1985], четвертичного вулканизма [Harland, 1969] и о селективных исторических поднятиях и опусканиях берегов фьордов [Шарин, Дымов, 2004, Harland, 1969] позволяют говорить о существовании современных тектонических движений и связанных с ними деформаций земной коры Свальбардского поднятия, маркируемого одноименным архипелагом.

Работы, посвященные структурным исследованиям о. Шпицбергена, сопровождаются разрезами, на которых достаточно детально и качественно показано геоморфологическое строение острова [Bergh, Andressen, 1990; Bergh et al., 2003; Maher et al., 1989]. Анализ этих профилей позволяет говорить о возможной активизации в новейшее время элементов геологической структуры территории. Так, например, на геолого-геоморфологическом профиле, проведенном вкрест пояса Третичных дислокаций [Bergh et al., 2003], отчетливо просматривается корреляция между выходами на поверхность земли линий надвигов и наличием над ними, в виде своеобразных козырьков, возвышенностей (рис. 3.10). Такую пространственную приуроченность, и учитывая, что области возвышенностей сложены теми же породами, что и пониженные участки, подобное явление можно объяснить только новейшей активностью надвигов. Полевыми наблюдениями в районе Земли Нордшельда (район мысов Фестнинген и Старостина, западное побережье о. Шпицберген) были установлены и некоторые другие признаки неотектонической активности надвиговых и сбросовых нарушений.

Исследуемый район сложен осадочными породами пермской, каменноугольной, триасовой, юрской, меловой и палеогеновой систем. При этом палеозойский комплекс сложен компетентными карбонатными и кремнисто-карбонатными породами, а мезозойско-палеогеновый – в основном сравнительно непрочными алевролитами. Вся колонна пород в целом образует моноклиналь



Рис. 3.10. Геолого-геоморфологический профиль вкрест простирания пояса Третичных дислокаций (по [Bergh et al., 2003], упрощено)

1 – надвиги; 2 – элементы складчатой структуры

с падением пластов к востоку и северо-востоку, Углы падения варьируют от пологих до практически вертикальных [Maher et al, 1989]. Породы разбиты многочисленными разрывными нарушениями разных кинематических типов, от надвигов до сбросов. Наблюдаются также складчатые деформации, причем складки могут быть как сильно сжатыми, так и образовывать пологие изгибы.

С точки зрения геоморфологии на территории можно выделить два основных типа рельефа: преимущественно денудационный рельеф возвышенности г.Варде (рис. 3.11 а) и абразионно-аккумулятивный рельеф окружающей эту возвышенность сравнительно ровной слабонаклонной долины. Долина имеет ширину в сотни метров и обрывается к фьордам террасовыми абразионными уступами высотой 3–5 м и 12–18 м. Террасы с подобными высотами в Ис-фьорде датированы голоценом [Harland, 1997].

Западные склоны возвышенности г.Варде являются наиболее высокими и крутыми, и в верхней части представляют собой обрыв более 100 м высотой, в котором видны слоистые толщи, моноклинально залегающие под углами 20–40° СВ. Ниже обрыва склон немного выполаживается и ограничивается депрессией оз.Линнея, вытянутой параллельно склону.

В стенках каньоновидных оврагов, рассекающих основание склона г.Варде, на протяжении десятков и сотен метров наблюдаются зоны тектонического разлинзования и дробления пород, чередующиеся с ненарушенными слоями моноклинали. По всей видимости, мы видим один или несколько надвигов или взбросов, которые являются послойными или почти послойными (см. рис. 3.11 б).

Взбросо-надвиг имеет отчетливые особенности, свидетельствующие об его рельефообразующей роли и соответствующей неотектонической активности. Он расположен в основании возвышенности, маркирующей его поднятое крыло, отступает от ее обрывов и тянется вдоль склона. Опущенное крыло маркируется долиной оз.Линнея. Возраст разрыва точно определить трудно. Ясно, что он заложился вместе с остальными структурами Третичного складчатонадвигового пояса деформаций, а в новейшее время разрыв, скорее всего, продолжал подновляться, выполняя рельефообразующую функцию и определяя основные особенности рельефа.



Рис. 3.11. Локальные морфоструктуры в районе Ис-фьерда (по материалам полевых зарисовок)

а – расположение морфоструктур в плане; *б* – развивающийся надвиг над оз. Линне; *в* – развивающийся надвиг на предгорной равнине между г. Варде и Ис-фьердом; *г* – развивающаяся складка на побережье Гронфьерда

1 – зона дробления взбросо-надвигов; 2 – надвиги; 3 – обрывы и склоны возвышенностей;
4 – морская терраса; 5 – направление перекоса морской террасы

Новейшая активность взбросо-надвига подтверждается и при анализе абразионного голоценового террасового комплекса, расположенного выше уровня основной предгорной террасы на северо-западном склоне г.Варде. Этот склон расположен почти перпендикулярно к юго-западным отрогам горы, у подножия которых и расположен взбросо-надвиг. Натурные наблюдения со стороны залива Ис-фьорд и промеры высот террас с помощью GPS-измерений показывают отчетливое задирание самого высокого из этих уровней (около 90 м от уровня фьорда) в западном направлении, в сторону описанного выше взбросонадвига (см. рис. 3.11 а). Это задирание можно увязать с развитием взбросонадвига, находящегося в основании этого склона, и избирательным поднятием восточной части г.Варде и мыса Старостина в доголоценовое или в раннеголоценовое время. Таким образом, крупный надвиг, осложняющий моноклиналь осадочных пород в районе мыса Старостина и оз. Линнея имеет признаки активизации в новейшее время.

Пространство между северными обрывами горы Варде и Ис-фьордом представляет собой сравнительно ровную пологую равнину, которая обрывается к фьорду абразионной террасой с высотой бровки примерно 13–15 м. Местами в этот основной уровень вложены более низкие и более молодые неширокие террасы. Поверхность равнины рассечена неглубокими каньонами небольших речек, впадающих во фьорд.

В борту одной из этих речек, примерно в 300 м от ее впадения во фьорд, в обрыве высотой 3 м, среди круто залегающих однообразных непрочных алевритовых пород триасового возраста проходит надвиг, формирующий в своей фронтальной части уступ на поверхности террасы высотой менее метра (рис. 3.11 в). Уступ имеет юго-западное простирание и прослеживается на расстояние около 100 м вдоль подножия г. Варде. Сместитель надвига (подошва аллохтона) падает в юго-восточном направлении под углом примерно 15°. В автохтоне же слои залегают в соответствии с общим падением моноклинали к северо-востоку под гораздо более крутыми углами порядка 30–40°.

Надвиг развивался по сравнительно непрочным и однородным породам и является рельефообразующей структурой. По всей видимости, он возник после образования террасы и поэтому может считаться молодым, голоценовым. Его морфоструктурное выражение свидетельствует о поднятии блока, соответствующего возвышенности и надвигании всей морфоструктуры на прилегающие участки долины.

Примерно в двух километрах к юго-востоку от мыса Фестнинген, на побережье Гронфьорда, можно наблюдать признаки новейшей, рельефообразующей активизации антиклинальной складки (рис. 3.11 г). В этом месте сравнительно ровная поверхность широкой предгорной долины обрывается к фьорду абразионным уступом примерно 13–15 м высотой и пропиливается перпендикулярным к берегу коротким наклонным оврагом длиной около 50 м. Овраг практически поперек разрезает пологую, почти симметричную антиклинальную складку, шарнир которой ориентирован в север-северо-западном направлении субпараллельно морскому берегу. Падение слоев на крыльях достигает 5–15°. Видимая ширина складки соответствует длине оврага и составляет также более 50 м. Сложена структура алевролитовой слоистой толщей палеогенового возраста, включающей отдельные маломощные прослои песчаников.

В приустьевой части оврага пологое крыло антиклинальной складки нарушено разрывами и осложнено узкой синклиналью таким образом, что в береговом обрыве породы полого падают уже не в сторону фьорда, в северо-восточном направлении, а от него и наклонены к юго-западу. В основании абразионной террасы проходит послойный надвиг, маркированный зоной тектонического разлинзования. Плоскость разрыва наклонена в юго-западном (от фьорда) направлении под углом примерно 40°, и она подрезает антиклинальную структуру. По-видимому, разрыв и складчатые структуры и сопровождающие их формы рельефа являются членами единого парагенеза. В тыловой части оврага, в месте где, по всей видимости должна располагаться синклинальная часть структуры, верховья оврага резко раздваиваются и загибаются параллельно берегу и на протяжении многих сотен метров прослеживаются в виде слабовыраженного в рельефе линейного заболоченного понижения.

В бортах оврага, в поперечном срезе можно видеть не только антиклинальную складку и подрезающий ее надвиг, но и рельеф, существующий над складкой. Этот рельеф образует над антиклиналью конформный складке изгиб поверхности предгорной долины (голоценовой террасы) с несколько большим радиусом кривизны. Образовавшийся над антиклиналью пологий вал, ограниченный с одной стороны береговыми обрывами, а с другой неглубоким оврагоподобным понижением, прослеживается вдоль берега на расстояние почти в километр. Вероятно, эта форма выражена столь ярко за счет эрозионной обработки, тем не менее формирование пологого вала над антиклинальным перегибом скорее связано с тектоническим фактором, так как действие только эрозионных процессов привело бы к формированию плоской поверхности, как это наблюдается во многих других случаях. Следовательно, антиклинальная структура имеет признаки новейшего развития. Можно полагать, что надвиг, складчатые структуры и соответствующие им формы рельефа являются членами единого морфо-структурного парагенеза, сформированного тангенциальными напряжениями постголоценого возраста.

Таким образом, в пределах архипелага Шпицберген выявлены не только известные ранее морфоструктуры, отвечающие режиму растяжения (сбросы, проявления четвертичного вулканизма и др.), но также и морфоструктуры, отвечающие режиму тектонического сжатия на новейшем этапе.

Собранные на детальном уровне наблюдения приобретают цельность при совместном анализе с региональными данными, которые опубликованы в литературе или вытекают из имеющихся опубликованных концепций тектонического развития района Баренцевоморской плиты.

Как обосновано предполагается многими исследователями, расширение океанических плит в срединных хребтах, связанное с мантийными процессами, приводит к развитию мощных напряжений, передаваемых горизонтально в тело континентальной плиты [Шипилов и др., 2006]. Видимо, как результат этого давления и некоторых других процессов в мантии, периферия Баренцевоморской плиты задирается и образует ряд поднятий, выраженных в рельефе в основном архипелагами островов Свальбарда и Земли Франца-Иосифа [Мусатов, 1990, 1996 а, б]. Наличие разделяющих поднятия грабен-желобов (Св. Анны, Франца-Виктория, и др.) свидетельствует о продольном к окраине раздвигании и будинировании континентальной земной коры, своеобразному ее расклиниванию [Арктические..., 2004], что увязывается с концепцией латерального давления со стороны океанов, приводящего к некоторому расплющиванию окраины континента и ее удлинению. Эти процессы с большой вероятностью происходят вдоль арктической окраины Баренцевоморской плиты, где давление практически перпендикулярно краю этой плиты. Менее уверенно можно говорить о подобных процессах в приатлантической части ее окраины. где вектор оказываемого давления скорее всего расположен под углом к ней.

Свальбардское поднятие расположено на стыке двух океанических областей: Норвежско-Гренландской и Арктической (см. рис. 3.9). В этом случае поднятие как пограничная структура должно испытывать отжимание одновременно по двум направлениям: по субширотному, вдоль арктической окраины (в бо́льшей степени), и, вероятно, по субмеридиональному направлению вдоль окраины Норвежско-Гренландской. В совокупности это должно приводить к отодвиганию Свальбардского поднятия от Баренцевоморской плиты. Отодвигание края плиты должно приводить к надвиганию на дно бассейна и частичному поглощению океанического ложа. Подобные процессы, видимо происходившие при перемещениях Гренландского блока, описаны в работе [Глебовский и др., 2006].

Несмотря на то, что прямых геофизических доказательств наличия зоны субдукции под Свальбардским поднятием не установлено, можно выделить

геолого-геоморфологические признаки, свидетельствующие о возможном его надвигании в северо-западном направлении. Прежде всего, это асимметричное строение склонов погребенного Поморского прогиба, расположенного вдоль западной окраины Баренцевоморской плиты. Его континентальная часть имеет обрывистый характер, и подводный склон крутыми неширокими ступенями погружается в сторону подножия склона. На этом склоне, южнее о. Шпицберген, выделяют надвиги, плоскости смещения которых падают на восток, в тело Баренцевоморской плиты [Bergh, Grogan, 2003]. Противоположный склон прогиба, являющийся частью океанического ложа, напротив, полого погружается в сторону дна депрессии, как бы ныряя под крутой континентальный склон.

О селективном перемещении Свальбардского поднятия относительно Баренцевоморской окраины может свидетельствовать также разница в морофлогии Поморского прогиба вдоль его простирания. Южнее Шпицбергена он достигает максимальной глубины и ширины, напротив северо-западной окраины острова он сравнительно редуцируется [Шипилов, 2004]. Возможной причиной этой разницы в погребенном рельефе может являться смещение поднятия Свальбарда к северо-западу или западу.

В свете предложенной концепции получают объяснение наличие на Шпицбергене морфоструктур, которые ассоциируются со сжатием – взбросо-надвигов, складок, изгибания поверхности земли. Они активизируются в связи с общим отжиманием Свальбардского блока от Баренцевоморской окраины и его надвиганием на океаническое ложе.

Полученные данные и анализ известного по литературе фактического материала позволяют предложить рабочую модель неотектонического развития северо-западной окраины Баренцевоморской плиты в районе Шпицбергенского (Свальбардского) архипелага (см. рис. 3.9).

Расширяющиеся в процессе спрединга Норвежско-Гренландская и Арктическая океанические плиты, оказывают давление на окраины Баренцевоморской плиты, в результате чего происходит некоторое расплющивание ее окраин с горизонтальным раздвиганием и, как следствие, с образованием поднятий и разделяющих их грабен-желобов.

В этих условиях, в вершине угла между двумя океаническими бассейнами, на стыке двух раздвигающихся окраин, в земной коре происходит горизонтального выжимание сводово-блокового Свальбардского поднятия, в пределах которого развиваются не только морфоструктуры растяжения, но и сжатия – взбросо-надвиги и складки, что обусловлено сложным процессом тектонического течения геомасс. Выдвигающийся блок, включающий архипелаг Шпицберген (Свальбард), за счет ограничивающих его разрывов, в плане образует форму клина, который выдвигается из материнской для него Баренцевоморской плиты в сторону океанического бассейна.

Баренцево-Карский шельф и прилегающие районы суши

Деформация земной коры на новейшем этапе захватывает и другие районы северной окраины Евразии. В частности, взаимное компенсированное горизонтальное перемещение доменов, слагающих структуру земной коры, выявлено в районе Баренцево-Карского шельфа и прилегающих участков Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Основой исследования послужил анализ литературных данных и, отчасти, собственные морфоструктурные наблюдения, а также изучение цифровых карт рельефа и данных дистанционных методов.

Рассматриваемая в этом разделе территория расположена между 10 и 110° восточной долготы и 60 и 85° северной широты. Рассматриваемый район охватывает Баренцевскую (Свальбардскую), Карскую и Тимано-Печорскую плиты, Мезенскую синеклизу ВЕП, а также активизированные в новейшее время складчатые пояса: Новоземельско-Пайхойский, Таймырский, Канинско-Тиманский и отчасти Уральский (рис. 3.12).

К настоящему времени шельфовые районы Баренцево-Карского региона, также как и прилегающие участки суши (север ВЕП, Урал, Таймыр), достаточно хорошо изучены геологическими и геофизическими методами. Полученные материалы о рельефе, стратиграфии, геологической структуре региона и его глубинном строении позволили создать достаточно обоснованные модели тектонического развития региона во времени и, в частности, установить большое влияние событий, происходящих в раскрывающихся океанических бассейнах (Норвежско-Гренландском и Евразийском) на прилегающие шельфы и окраины платформ [Авенариус, 2002; Зархидзе, 1985; Крапивнер, 2007; Мусатов, 1996; Шипилов, Тарасов, 1998; Шипилов и др., 2006]. Однако, полученный за последние годы геологический материал столь богат и разнообразен, что возможности анализа его далеко не исчерпаны. Это позволяет выделить новые аспекты в понимании геодинамики региона и уточнить известные модели его новейшей тектоники, сделав акцент на проявлении не только вертикальных, но и горизонтальных движений. В частности, представляет интерес рассмотрение особенностей взаимосвязи новейших деформаций внутри шельфовой области, а также вероятные связи этих деформаций с тектоническими событиями, происходящими на Восточно-Европейской платформе.

Для неотектонических исследований большую роль играет характер неоднородностей геологического субстрата, сформировавшихся за всю историю геологического развития и степень их прочности и податливости деформациям. Наиболее древний, раннедокембрийский фундамент подстилает Мезенскую синеклизу ВЕП. Фундамент остальных плит и складчатых поясов, рассматриваемых в этом разделе, моложе и относится к гренвильской, байкальской и, вероятно, более поздней консолидации. Фундамент всех тектонических элементов описываемой территории существенно переработан в последующие тектонические эпохи, но при этом сохраняет черты ранней консолидации, а также содержит участки, незатронутые постумными тектоническими процессами. В целом важно то, что фундамент имеет мозаичную структуру и отчетливую блоковую делимость [Сенин и др., 1989], которая неоднократно подновлялась в тектонически активные эпохи.

Во всех рассмотренных ниже районах, за исключением Балтийского щита, фундамент перекрыт осадочным фанерозойским чехлом. В пределах складчатых поясов чехол интенсивно дислоцирован, смят в складки и разбит разрывами. На плитных участках деформации выражены значительно менее ярко и представлены в основном в виде валов и пологих прогибов, осложненных разрывами. Главными неоднородностями чехольного комплекса являются системы грабен-рифтов палеозойского и мезо-кайнозойского заложения [Сенин и др., 1989], которые также частично ремобилизовывались в неотектоническое время.

Территория прошла длительный путь развития и испытала ряд тектонических активизаций. Наиболее важными из них для нашего исследования



Рис. 3.12. Морфоструктурные особенности района Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий

1 – Баренцево-Карская плита; 2 – океанические бассейны; 3 – новейшие грабен-желоба и депрессии; 4 – новейшие компенсированные депрессии (по [Мусатов, 1998]); 5 – срединные хребты; 6 – трансформные разрывы; 7 – надвиги и взбросы: а – с признаками неотектонической активности, б – новейшая активность возможна; 8 – новейшие грабены, секущие складчатый пояс; 9 – разрывы с признаками активизации в новейшее время (по [Мусатов, 1990; Павлидис и др., 1998]); 10 – линия Карпинского; 11 – области суши; 12 – районы новейших умеренных поднятий; 13 – районы максимальных новейших поднятий

Морфоструктуры: I – Евразийский океанический бассейн, II – Норвежско-Гренландский океанический бассейн, III – Баренцевская плита, IV – Карская плита, V – Балтийский щит, VI – Мезенская синеклиза ВЕП, VII – Тимано-Печорская плита, VIII – Новоземельское поднятие; IX – поднятие Адмиралтейства, X – Пай-Хой, XI – Полярный Урал, XII – Приполярный Урал, XIII – Тиманский Кряж, XIV – Таймырское поднятие, XV – Шпицберген, XVI – Земля Франца-Иосифа, XVII – Северная Земля, грабен – желоба: XVIII – Медвежинский, IXX – Нордкапский, XX – Св. Анны, XXI – Воронина, XXII – Франца – Виктория, депрессии: XXIII – Гусиная, XXIV – Восточно-Новоземельская; XXV – район Северо-Сибирского порога

2-АР – профиль ГСЗ и МОВ ОГТ (см. рис. 4.13); СА-ССП – сейсмостратиграфический профиль через желоб Св. Анны и Северо-Сибирский порог (см. рис. 3.15) является позднетриас-раннеюрская (раннекиммерийская) фаза, в процессе которой возникла основная система платформенных рифтогенных грабенов и сформировалась складчатая структура Пайхойско-Новоземельского и Таймырского поясов [Богданов и др. 1997; Кораго, Тимофеева, 2005], и неотектоническая активизация, начавшаяся с олигоцена-неогена [Мусатов, 1990; Новейшая тектоника..., 2000; Шипилов, Тарасов, 1998]. В новейшее время, после формирования палеогенового пенеплена, были созданы главные морфоструктурные элементы поверхности и возникли основные черты существующего рельефа [Зархидзе, 1985; Мусатов, 1990; Шипилов, Тарасов, 1998; Шипилов и др., 2006]. Произошло разделение территории на резко контрастные участки. В виде сравнительно высоких поднятий обособились Новоземельский и Уральский орогены, где возник среднегорный и низкогорный рельеф. В режиме менее интенсивных поднятий развивались окраина Восточно-Европейской платформы, районы Тиманского кряжа и Таймыра, а также отдельные участки Баренцево-Карского шельфа, которые получили свое выражение в виде островных архипелагов (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и т.п). Преимущественным прогибанием были охвачены районы Баренцево-Карского шельфа, в пределах которого наиболее интенсивно развивались локальные депрессии: окраинные желоба и внутренние прогибы. В опускание были также вовлечены приокеанические части Тимано-Печорской плиты. Возникшую неотектоническую структуру в целом можно назвать блоково-мозаичной, частично унаследованной от структурных неоднородностей, созданных в предыдущие геотектонические эпохи.

Безусловно, тектонические процессы, происходившие в районе в новейшее и предновейшее время, имеют гораздо более сложный характер и изучены значительно детальнее, чем изложено выше. Здесь мы рассмотрим лишь некоторые, значимые для исследования, аспекты тектонической структуры и морфоструктуры, а также тектонические события, приведшие к их формированию.

Наиболее ярко выраженной положительной морфоструктурой Баренцево-Карского шельфа является Новоземельский новейший ороген, который расположен примерно в его средней части (см. рис. 3.12). Он имеет длину около 900 км и отчетливую дугообразную форму. Дуга орогена выгнутой стороной обращена к западу и северо-западу и повторяет простирание складчатых структур. В его пределах расположены участки низкогорного и среднегорного рельефа, что свидетельствует о сравнительно высокой интенсивности создавших ороген новейших тектонических процессов. Об этом же свидетельствуют и высоко поднятые четвертичные морские террасы [Авенариус, 2002]. Перед северо-западным фронтом орогена, конформно его изогнутому побережью, по геофизическим данным в пределах акватории картируется фронт взбросов и надвигов, по которым ороген надвинут в западном направлении на Баренцевскую плиту [Новая Земля..., 2004; Строение литосферы..., 2005; Шипилов, Тарасов, 1998]. Этот надвиговый фронт возник в доновейшее время и имеет глубинные корни (рис. 3.13). Выраженность надвигов в рельефе морского дна указывает на его неотектоническую активность [Авенариус, 2002] (рис. 3.14). Влияние надвигового фронта не ограничивается приновоземельской областью, а распространяется к западу в пределы баренцевского шельфа [Крапивнер, 2007; Шипилов; Тарасов, 2008]. Надвиги соответствующей ориентации выделяются в молодых отложениях на расстоянии в несколько сотен километров к западу от Новой



Рис. 3.13. Глубинное строение Новой Земли и окружающих территорий по результатам дешифрирования геофизического профиля ГСЗ и МОВ ОГТ 2-АР (по [Саккулина и др, 2009] с дополнениями). Положение профиля см. на рис. 4.12)

1 – сейсмостратиграфические границы; 2 – видимые разрывные зоны (нанесены авторами статьи)



Рис. 3.14. Рельефообразующий надвиг в основании неотектонического поднятия Новой Земли (по [Государственная..., 1998], упрощено)

I – разрывы; 2 – границы стратиграфических комплексов; 3 – уровень мирового океана; 4 – линия профиля

земли [Крапивнер, 2007]. Анализ дистанционных материалов показывает, что западное побережье Новой Земли значительно более изрезано фьордами, чем восточное [Новая Земля..., 2004]. При этом установлена приуроченности фьордов зонам новейших сбросов и сбросо-сдвигов [Мусатов, 1990].

Непосредственно восточнее Новоземельской дуги, примерно на границе с Карской плитой, расположен *Восточно-Новоземельский желоб*, имеющий длину примерно 700 км. В плане он образует дуговидно изогнутую линзу, полностью конформную Новой Земле. Депрессия образовалась в новейшее время [Авенариус, 2002].

К западу от Новоземельской дуги расположена *Баренцевоморская плита*, которая занимает практически всю территорию Баренцева моря от архипелага Шпицберген на западе до Карского моря на востоке. Она сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят блоки гренвильского и, возможно, байкальского фундамента. Поверхность фундамента плиты в ее восточной части осложнена *Восточно-Баренцевским трогом* с корой субокеанического типа, который вытянут вдоль западного фронта Новоземельского орогена. Мезокайнозойское прогибание земной коры, зафиксированное в осадочном чехле впадин трога (Южный и Северный Баренцевский, а также Северо-Новоземельский бассейны), развивались конформно дугообразному Новоземельскому орогену [Сенин и др., 1989]. Для этих впадин характерны значительные амплитуды унаследованных новейших погружений [Мусатов, 1998].

Таким образом, вся средняя часть Баренцево-Карского шельфа занята серией структурных дуг, основными из которых можно считать (с запада на восток): предновоземельские прогибы, ороген Новой Земли (включая поднятие Адмиралтейства), Восточно-Новоземельский желоб. Эти структурные дуги являются унаследованными, и примерно в таком же составе выделялись для более ранних тектонических эпох [Шипилов, Тарасов, 1998]. Они образуют последовательный ряд чередующихся неотектонических поднятий и депрессий и, видимо, связаны парагенетически. Будучи образованы, в основном, в предшествующие тектонические эпохи, они активизируются и в новейшее время. Отметим, что площадь, включающая в себя дуги, занимает значительную часть площади всего Баренцево-Карского шельфа.

Другими значимыми неотектоническими депрессиями Баренцево-Карского шельфа, являются прогибы, расположенные на границе с Балтийским щитом и окраинные грабен-желоба. Окраинные грабен-желоба (Св. Анны, Орли, Франиа-Виктория, Воронина, Медвежинский и др.) расположены вдоль бровки Баренцево-Карского шельфа, открываются в Норвежско-Гренланский и Евразийский океанические бассейны и выклиниваются внутри шельфа. Они разделяют окраинные поднятия архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и пр. Грабен-желоба ограничены сбросами (рис. 3.15), иногда со сдвиговой компонентой [Мусатов, 1990, 1996], активно развивались в новейшее время параллельно с подъемом архипелагов и в большинстве случаев наследуют системы рифтов, образовавшихся в более ранние тектонические эпохи и запечатанные ныне в структуре Баренцевской и Карской плит [Сенин и др., 1989]. По последним данным [Хуторской и др., 2009], западный ряд желобов (желоб Орли и грабены-фьорды Шпицбергена) обладают признаками, характерными для процесса современной деструкции континентальной коры: аномально высоким тепловым потоком, проявлением четвертичного, в том числе и голоценового вулканизма, гидротермальной разгрузкой, расчлененным рельефом альпийского типа. В то же время пик активности более восточных желобов (Франц-Виктория, Св. Анны и др.) приходился на более ранний период. Судя по занимаемой площади и мощности накопившихся новейших отложений, наиболее крупным и активным на неотектоническом этапе из всех грабен-желобов является желоб Св.Анны, который разделяет Баренцевскую и Карскую плиты и расположен напротив северного окончания Новоземельской дуги [Шипилов, Матишов, 2006].



Рис. 3.15. Сейсмостратиграфический разрез, характеризующий глубинную структуру желоба Св. Анны (по [Шипилов, Тарасов, 1998])

1 – фундамент; 2 – сейсмостратиграфические границы; 3 – разломы; СА- желоб Св. Анны;
ССП – Северо-Сибирский порог; ЮКВ – Южно-Карская впадина

Структуры Новоземельской дуги в своей северной части скрыты под водами Карского моря, и их подводное продолжение изучено недостаточно. От северного окончания дуги в район западного окончания Таймырского поднятия тянется зона поднятий, получившая название Северо-Сибирского порога. Она хорошо читается в геофизических полях [Баренцевская шельфовая..., 1988; Кораго, Тимофеева, 2005]. Структурно порог представляет собой зону разрывов, в пределах которой предполагаются правосторонние смещения [Шипилов, Матишов, 2006]. Выраженность зоны в рельефе свидетельствует о ее активизации в новейшее время. Юго-западнее Восточно-Сибирского порога и параллельно ему также картируют неотектонически активизированные разрывы [Мусатов, 1990].

На южном фланге Новоземельского орогена и на его продолжении расположен Пай-Хойский новейший ороген. Эта морфоструктура имеет в длину более 400 км и простирается в северо-западном направлении. С Новоземельским отрогеном Пай-Хой тесно связан структурно-геологически, однако эти структуры имеют совершенно различное выражение в рельефе. Пай-Хой представлен цепью невысоких возвышенностей и является областью проявления слабых неотектонических поднятий, рассеченных в поперечном направлении серией грабеновидных понижений, наиболее крупным из которых является пролив Маточкин Шар. Судя по морфоструктурным данным, борта этих депрессий связаны с новейшими сбросами, а сами депрессии обязаны своим происхождением поперечному растяжению орогена [Авенариус, 2002]. Вдоль юго-западной границы Пай-Хоя тянется фронт надвигов, имеющих северо-восточное падение. Местами они играют рельефообразующую роль, поэтому новейшая активность их вполне вероятна [Авенариус, 2002].

Структры Пай-Хоя в своей юго-восточной части причленяются к структурам Полярного Урала, имеющим северо-восточное простирание. Далее к югу они продолжаются в Приполярном и Северном Урале. Существует мнение, что современный Уральский ороген возник в условиях горизонтального сжатия, ортогонального его новейшей структуре [Новейшая тектоника..., 2000]. Наиболее значимым элементом глубинного строения Уральского орогена является наличие глубоких, сужающихся вглубь корней и надвигового фронта, вдоль которого фундамент Восточно-Европейской платформы опускается под Уральские структуры. Сам ороген можно рассматривать как опрокинутый и надвинутый на запад шарьяж-антиклинорий [Дедеев и др., 1988].

Полярный Урал образует средне- и низкогорный рельеф, свидетельствующий о сравнительно интенсивных проявлениях новейших поднятий. Учитывая особенности его глубинной структуры, можно считать, что интенсивное поднятие этой части Урала, являясь блоковым в приповерхностной части, связано также с соответствующей активизацией глубинных надвигов на неотектоническом этапе. В любом случае оно свидетельствует об активном неотектоническом взаимодействии Тимано-Печорской плиты и уральских структур.

В южном направлении Полярный Урал переходит в Приполярный, где геологические структуры приобретают меридиональное простирание. Рельеф в этих местах снижается, что свидетельствует о меньшей интенсивности новейших поднятий. Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на разницу в геологическом строении и истории развития, Уральский, Пайхойский и Новоземельский орогены в новейшее время представляли собой единую цепь поднятий, которые проявлялись в разных местах с разной интенсивностью. Так, максимальные высоты рельефа и, соответственно, наибольшая интенсивность новейших воздыманий приходится на участки орогена – Новую Землю и Приполярный Урал, имеющие северо-восточное простирание.

Морфоструктуры Пай-Хоя и Урала с востока обрамляют Тимано-Печорскую эпибайкальскую плиту. Строение ее фундамента и чехла имеет сложный характер. Отметим только, что фундамент погружается под Урал [Костюченко, 1994], а также то, что основные неоднородности структуры фундамента и чехла Тимано-Печерской плиты (оси депрессий и поднятий, системы разрывов) простираются почти перпендикулярно полярному Уралу. В юго-восточной части плиты практически параллельно Уральским структурам расположена гряда Чернышова. В ее пределах расположены выступы фундамента, осложненные надвигами и имеющие как юго-восточное, так и северо-западное падение. В поперечном сечении намечается клиновидная форма блоков, что свидетельствует об их вероятном выжимании под воздействием горизонтальных напряжений [Дедеев и др., 1988]. Гряда выражена в рельефе, что свидетельствует о ее неотектонической активности [Рыжов, 1988] и подтверждает протекание процессов тектонического взаимодействия между основанием Тимано-Печерской плиты и Уралом.

С запада Тимано-Печорская плита граничит с Тиманским поднятием, которое сложено дислоцированными породами фундамента и чехольного комплекса, надвинутыми или взброшенными по глубинному Западно-Тиманскому шву и оперяющим его разрывам на запад – на окраину ВЕП, представленную Мезенской синеклизой [Костюченко, 1994; Тектоническая карта..., 1996]. В неотектонический этап Тиманский ороген является областью слабых полнятий. приведших к образованию грядово-холмистого рельефа и свидетельствующих о неотектонической активности на границе с ВЕП. Учитывая, что основными структурными неоднородностями этой границы является система взбросов, можно предположить, что его общее поднятие происходило синхронно с активизацией этих систем взбросов. Шов, разделяющий структуры ВЕП и Тимано-Печорской плиты, простирается далее к северо-западу в пределы акватории Белого и Баренцева морей, где выражен взбросо-сдвиговой зоной Тролльфьорд-Рыбачий-Кильдин. Эта зона является границей ВЕП и Западно-Арктической платформы (Баренцевская или Свальбардская плита), проявлена взбросом на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении в акваторию Баренцева моря через п-ов Канин и далее на юго-восток, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. К северо-западу она прослеживается между п-овами Средний и Рыбачий и далее на п-ове Варангер.

Мезенская синеклиза расположена на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы. В ее пределах кристаллический фундамент постепенно погружается от Белого моря под породы чехольного комплекса Мезенской синеклизы. Наиболее важной чертой ее строения является наличие в рельефе фундамента системы субпараллельных рифтогенных желобов северозападного простирания, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-позднего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, о.Кильдин). Здесь выделяются четыре палеорифтовые зоны северо-западного простирания (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшская, Керецко-Пинежская, Чапома-Лешуконская и Мезенская, разделенные выступами кристаллического фундамента. В основном же все рифейские грабены перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Морфологическое единство этих палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП, близкий интервал времени (средний рифей) заполнения рифтогенных грабенов и их формирование в сходных геодинамических условиях вдоль края континентальной плиты позволяет рассматривать эти рифтовые структуры как единый структурно-парагенетический ансамбль под названием «рифтовая система Белого моря» (РСБМ) [Балуев, 2006].

Вжной чертой строения Мезенской синеклизы является и наличие в ее фундаменте системы субпараллельных разрывов северо-восточного простирания, достигающих поверхности чехла и почти перпендикулярно подходящих к Тиманским структурам [Юдахин и др., 2003]. Эти разрывы входят в систему разрывов, концентрически обрамляющих окраину Балтийского щита.

Таймырское поднятие расположено в самой восточной части исследуемой территории. Оно имеет длину около 800 км и слабо выгнутой дугой протягивается в северо-восточном направлении. В его строении участвуют как породы Карской плиты, так и Восточно-Сибирской платформы [Хуторской и др., 2009]. В центральной части Таймыра расположен покровно-чешуйчатый надвиговый пояс, который был активизирован в раннекиммерийскую эпоху [Тектоничес-

кая..., 1998]. Фронт надвигов, имеет северо-восточное простирание и падение в северо-западном направлении. С запада структуры Таймыра ограничены Северо-Сибирским порогом, который имеет структурную связь с таймырскими надвигами [Аплонов и др., 1990], с севера – Евразийским океаническим бассейном. Границей в этом месте является флексурно-разрывная зона основания континентального склона [Сенин и др., 1989]. Судя по наличию перпендикулярно рассекающих ее окраинных грабен-желобов, она испытывает в новейшее время продольное растяжение.

В новейшее время Таймыр является областью поднятий различного размаха, от слабых до значительных. Область поднятий в плане пространственно совпадает с положением фронта надвигов и с границей между Карской и Восточно-Сибирской плитами. Это совпадение косвенно свидетельствует о наличии в новейшее время тектонической активности на этой границе и о возможной активизации надвигов. По данным [Имаев и др., 2009] признаки явной неотектонической активизации несут многочисленные разрывы север-северо-западного или субмеридионального, секущего фронт надвигов, направления. Наличие разрывов такой ориентировки свидетельствует об активном взаимодействии шельфовых и континентальных геомасс. Проявления сейсмичности в районе связаны, в основном, с развитием хребта Гаккеля, где решения механизма очагов землетрясений показывают преобладание режима растяжения. Для района Таймыра также установлены редкие проявления сейсмичности, что свидетельс ствует о современной тектонической активности этого региона.

Морфоструктуры Таймыра, Северо-Сибирского порога и края Евразийского бассейна ограничивают блок, включающий восточную часть Карской плиты. Необходимо отметить, что основные разрывы, выделенные по сейсмостратиграфическим данным в этой части плиты и показанные на тектонических картах, образуют структурные дуги, субпараллельные изогнутому надвиговому фронту Таймыра [Тектоническая..., 1998].

Существуют многочисленные, иногда противоречивые, данные о характере полей тектонических напряжений в исследуемом регионе, полученные разными методами. Так, для районов Балтийского щита и прилегающих участков платформы по материалам исследований в рудниках, структурно-кинематическим и другим источникам доминирует северо-западное сжатие с преобладающей горизонтальной компонентой [Марков, 1983]. Для районов приполярного Урала на основании структурно-кинематических построений (включающих и анализ трещиноватости в новейших отложениях) – субмеридиональное [Сим, Чекмарев, 2006] или северо-западное сжатие [Сим, Зайцев, 2004]. Для Печорской плиты – на основании подобных же построений – устанавливается преобладающее субмеридиональное или север-северо-восточное сжатие [Сим, Чекмарев, 2006]. Для Баренцевского шельфа непосредственно в районе Новой Земли на основании анализа кинематики морфоструктур поверхности дна установлено сжатие, поперечное этому орогену. Для окружающих районов Баренцевской плиты по аналогичным данным – субмеридиональное сжатие [Крапивнер, 2006] и т.п.

Определенную информацию дает анализ сейсмичности исследуемого района. Основные землетрясения пространственно увязаны с океаническими бассейнами, однако отдельные очаги землетрясений выделяются в районе Новой Земли, Таймыра и других морфоструктур, что свидетельствует об их современной тектонической активности [Аветисов, 1996].

Для исследуемого региона имеется несколько схем новейшей тектоники, отчасти обоснованных геолого-геоморфологическими материалами или расчетами, отчасти имеющих характер экспертной оценки. Так, одной из главных причин неотектонической подвижности горных масс региона большинство ученых считает процессы, происходящие в раскрывающихся Норвежско-Гренландским и Евразийском океанических бассейнах [Авенариус, 2002; Зархидзе, 1985; Крапивнер, 2007; Мусатов, 1996; Шипилов, Тарасов, 1998; Шипилов и др., 2006]. Механизм этого воздействия в общем-то мало исследован, и единства взглядов здесь нет. В частности, высказывается мнение, что на границе океанической и континентальной литосфер в процессе спрединга развиваются значительные напряжения, передающиеся субгоризонтально в тело платформы [Шипилов и др., 2006]. В большинстве случаев авторы, без подробного разбора механизмов, делают заключение о явном влиянии спрединга на внутриплитную тектонику. С этих позиций рассматривается, например, задирание края шельфов с образованием поднятий островных архипелагов и разделяющих их грабен-желобов. Как реакцию Баренцевской плиты на это задирание рассматривают опускание в тылу плиты и образование депрессий на границе с Фенноскандией [Мусатов, 1996; Шипилов и др., 2006]. Истоки неотектонических напряжений на Балтийском щите также находят в океанических бассейнах [Копп, 2004; Леонов Ю., 1995; Сим, Зайцев, 1994]. Новейшее сжатие Уральского орогена увязывают с теми же источниками [Новейшая тектоника... 2000; Сим, Чекмарев, 2006] и т.п. Анализируя эти высказывания, можно заключить следующее: воздействие, видимо, существует, оно значительно по силе и распространяется на значительное расстояние в тело континента. Механизм же его пока не совсем понятен.

К наиболее значимым для исследования взглядам на доновейшее развитие территории можно отнести концепцию, согласно которой во время позднетриасовой-позднеюрской тектонической активизации Новоземельский складчатый пояс, образовавшийся при поперечном сжатии (сначала двустороннем, а затем одностороннем – с востока на запад) по системе левых (на южном фланге) и правых (на северном фланге) сдвигов, фрагментами перемещался в общем западном направлении [Аплонов и др., 1990; Шипилов, Тарасов, 1998]. Таким образом, сформировались основные черты существующей к началу неотектонического этапа структуры. Также высказывались идеи и о поступательном унаследованном развитии этой структуры на новейшем этапе развития с активизацией сдвигов на флангах и надвигов перед фронтом складчатого пояса [Новая земля..., 2004; Сенин и др., 1989; Шипилов, Тарасов, 1998].

Суммируя все выше сказанное, подчеркнем следующее.

Районы Баренцево-Карского шельфа имеют, сравнительно с докембрийскими платформами, более молодой фундамент с блоковой структурой, неоднократно активизировавшейся на плитном этапе развития. Примерно в центральной части Баренцево-Карского шельфа расположен Новоземельский ороген, который делит шельф на Баренцевскую и Карскую плиты. Морфоструктура орогена свидетельствует о проявлении интенсивных неотектонических воздыманий. Перед западным фронтом орогена развиваются надвиги, что свидетельствует и о его перемещении по латерали в западном направлении. В тылу орогена образуется Восточно-Новоземельская депрессия. Ее изогнутолинзовидная форма, расширяющаяся к середине и повторяющая изгиб орогена, не только подтверждает движение Новой Земли к западу, но также может быть интерпретирована как своеобразная трещина отслаивания между структурой орогена и Карской плитой. Это наблюдение, а также степень морфологической выраженности фьордов на западном и восточном берегах Новой Земли (на западе они проявлены значительно интенсивнее, чем на востоке [Новая Земля..., 2004], что можно рассматривать как свидетельство вдольберегового растяжения), свидетельствуют об изгибании орогена, происходящее с сокращением его продольных размеров.

Перед дугой Новоземельского орогена расположена выраженная в прогибах чехла и новейшей структуре широкая дугообразная депрессия, своими контурами повторяющая ороген. Все выделенные структурные дуги образуют в центре Баренцево-Карского шельфа единый морфоструктурный парагенетический ансамбль, занимающий значительную часть объема шельфа и площади его поверхности.

Окраины Баренцево-Карского шельфа разбиты рифтогенными грабен-желобами, раскрывающимися в океанические бассейны и затухающими в виде клиновидных раздвигов к центру шельфа. Такая форма и расположение грабен-желобов свидетельствуют о растяжении фронтальной части шельфа, и об изгибаниях его кромки. Наиболее хорошо проявленный в рельефе желоб Св. Анны расположен напротив северного замыкания Новоземельской дуги.

От северного окончания Новоземельского орогена до западного окончания Таймырского поднятия проходит разрывная зона, в которой предполагают правосдвиговую компоненту. От южного замыкания Новоземельской дуги до Полярного Урала, в юго-восточном направлении протягивается Пай-Хойская морфоструктра, которая в своем рельефе несет признаки продольного растяжения.

Полярный Урал, имеющий северо-восточное, такое же, как у Новой земли, генеральное простирание и под западный склон которого по системе надвигов ныряет фундамент Тимано-Печорской плиты, испытал интенсивные новейшие воздымания. Существование Тиманской положительной морфоструктуры, разделяющей Тимано-Печорскую плиту и Мезенскую синеклизу, свидетельствует о процессах неотектонической активизации на этой границе. Вероятно, она носит сдвиго-надвиговый характер.

Таким образом, в регионе выделяется ансамбль морфоструктур, который протягивается от северо-восточной окраины ВЕП до Таймыра [Аплонов и др., 1990; Межвилк, 1994] (см. рис. 3.12, рис. 3.16). Этот ансамбль был сформирован в процессе тектонической эволюции литосферы региона еще в доновейшее время [Аплонов и др., 1990; Межвилк, 1994] и имеет морфоструктурные признаки унаследованного развития на неотектоническом этапе. В него входят три основных сегмента: Тимано-Печорский, Новоземельский и Таймырский, представляющие собой сегменты земной коры, которые по своей форме могут быть аппроксимированы как своеобразные клинья. Каждый из сегментов имеет фронтальную часть с признаками поступательного движения геомасс и фланговые структуры с признаками продольного растяжения или сдвигания. Такие структуры в литературе известны как ороклины [Копп, 2004].

Тимано-Печорский сегмент выгнут в северо-восточном направлении и имеет в своей фронтальной части активно воздымающийся в новейшее время Полярный Урал, а на флангах – границу с ВЕП в виде Тиманской морфоструктры и с Пай-Хойским орогеном. В пределах этого сегмента происходит движение геомасс к юго-востоку. Новоземельский сегмент, выгнутый в противоположном, се-



Рис. 3.16. Модель новейшей тектоники с элементами кинематики Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий

1 – оси спрединга в океанических бассейнах; 2 – трансформные разломы; 3 – надвиги; 4 – грабены и грабен-желоба; 5 – неотектонически активизированные разрывы; 6 – концентрические разрывы по периферии Балтийского щита; 7 – основные новейшие поднятия; 8 – направления вероятных перемещений геомасс

веро-западном направлении, имеет в своей фронтальной части Новоземельский ороген, а на флангах Пай-Хой и Северо-Сибирский порог. В его пределах происходит движение геомасс к северо-западу. *Таймырский сегмент* выгнут в юговосточном направлении, в его фронтальной части находится Таймырское поднятие, а на флангах – Северо-Сибирский порог и окраина Евразийского бассейна. Движение геомасс в пределах сегмента происходит в общем юго-восточном направлении. Таким образом, в районе Баренцево-Карского шельфа и прилегающих участках континента расположены три структурные дуги, проградирующие в двух противоположных направлениях, и в пределах которых в новейшее время происходит взаимно компенсированное перемещение геомасс.

Необходимо добавить, что в процессы изгибания втянуты не только узкие пояса, а и значительные объемы литосферы. Так, параллельно Новоземельской дуге по обеим ее сторонам выделяются дуговидные прогибы, которые маркируют область ее динамического влияния. Все вместе они образуют мегаобъем коровых масс (назовем его Новоземельский массив) с единой геодинамикой, расположенный в центральной части Баренцевоморского региона, в котором Новоземельский ороген играет наиболее яркую тектоническую роль. Значимые для региона объемы этого массива, его морфоструктурная целостность и центральное положение на Баренцево-Карском шельфе позволяют предполагать его существенное влияние на окружающие геомассы, выходящие за пределы структурных дуг. С этой точки зрения и с учетом северо-западного направления горизонтальной подвижности Новоземельский массив может быть рассмотрен как своеобразный индентор, не имеющий четко определенных границ, который на протяжении длительной геологической истории существовал в этом регионе и был активизирован на неотектоническом этапе.

Каков же возможный вклад этого индентера в развитие морфоструктуры региона? Прежде всего необходимо отметить, что из всех грабен-желобов, рассекающих окраину шельфовой плиты, именно желоб Св. Анны является наиболее ярко выраженным. И именно этот желоб занимает положение на фланге индентора, под углом к направлению его движения. Т.е. как раз там, где в тектонофизических экспериментах, воспроизводящих действие индентора, развивается зона деформаций и разрушения. Подобная же морфоструктура, правда гораздо хуже проявленная в рельефе, может быть выделена и на южном фланге Новоземельской дуги. Это относительно небольшой по размерам Гусиный желоб, который располагается напротив южного изгиба Новой земли [Митяев и др., 2005]. Так как неотектоническая структура Баренцевоморского шельфа представляет собой мозаику поднятых и опущенных структурно предопределенных блоков [Мусатов, 1990; Новейшая тектоника..., 2000; Шипилов и др., 2006], то очевиден существенный вклад подвижного индентора в раздробление геомасс перед своим фронтом, что выражается в блоковой неотектонической делимости. Интересное косвенное свидетельство воздействия дуговидного края Новоземельской морфоструктуры на расположенные перед ней геомассы дает распределение тектонических зон на Баренцевоморском шельфе. Они образуют своеобразный веер, расходящийся от центральной части Новоземельской дуги (точнее от расположенного перед ней Адмиралтейского поднятия) [Арктические... 2004], с которым связано распределение нефтегазоносности на Баренцевском шельфе [Казанин и др., 2007].

Подобное же предположение можно сделать и относительно окраинных грабен-желобов. В тектонике известно явление дилатансии, когда внутренние деформации некоторого массива приводят к увеличению его объема и раздвиганию границ. Вполне возможно, что развивающийся индентор деформирует внутреннюю часть Баренцевской и Карской плит, что приводит к увеличению их объема и раздвиганию окраин, т.е. происходит своеобразное расклинивание геомасс (вспомним, что ограничивающие грабен-желоба разрывы несут сбросовую и сдвиговую составляющие, свидетельствующие о проявлениях горизонтальных деформаций). Эта модель не противоречит известным взглядам, когда грабен-желоба образуются за счет давления, оказываемого на окраины шельфа со стороны океанических бассейнов, что приводит к раздвиганию этих окраин [Шипилов, 2006].

Каковы же причины новейшей объемной активизации геомасс в структурных дугах? Для доновейшей тектонической истории обычно рассматривается модель выдвигания в северо-западном направлении тектонического блока со стороны Западно-Сибирской плиты, ограниченного сдвигами и имеющего в своем фронте складчатые Новоземельские структуры [Хаин, 2001]. Для позднепалеозойского-раннемезозойского этапа это увязывается с раскрытием системы рифтов на Баренцевской и Карской плитах [Шипилов, Тарасов, 1998].

Для неотектонического этапа все тектонические события, происходящие в регионе, обычно связывают с воздействием раскрывающихся океанических бассейнов. Как экспертные высказывания, основанные на анализе общих геодинамических особенностей, так и реконструкции полей напряжений по структурным и морфоструктурным данным для центральной части Баренцево-Карского региона и прилегающей суши показывают наличие субмеридионального сжатия, практически перпендикулярного краю Евразийского океанического бассейна. Можно думать, что именно эти напряжения являются источником деформаций в цепи структурных дуг и релаксируются они за счет противоположного выдвижения ограниченных ими клиновидных в плане массивов Баренцево-Карского шельфа при их общем субмеридиональном, близком к продольному, сжатии. Некоторое несоответствие субмеридиональных напряжений и север-северо-восточной ориентировки цепи дуг в целом, по всей видимости, не является препятствием для развития деформаций. Предлагаемый механизм не противоречит идее о выдвигании блока земной коры со стороны Западно-Сибирской плиты, а дополняет ее.

Однако, по нашему мнению, этот источник напряжений не является единственным. На южном фланге цепи дуг расположена Восточно-Европейская платформа (см. рис. 3.16). Рассматривая основные особенности ее морфоструктуры можно заметить, что она обладает отчетливо выраженной зональностью. В ее северной части расположен Балтийский щит, являющийся унаследовано развивающимся поднятием. В южной части платформы также располагается прерывистый пояс поднятий, проходящий от Карпат до Среднего Урала. Между этими поднятиями расположен широкий пояс со сравнительно невысоким рельефом, в пределах которого по юго-восточной границе Балтийского щита наблюдаются новейшие депрессии – грабены, заполненные современными Онежским, Ладожским и другими озерами. Структурно этот пояс соответствует так называемой циркумбалтийской зоне разрывов, концентрически опоясывающей окраины Балтийского щита в северной части ВЕП [Юдахин и др., 2003].

Согласно современным мобилистическим построениям, базирующимся на анализе морфоструктур, полей напряжений, структурно-кинематических построениях и пр., было показано [Копп, 2004], что существуют предпосылки для общего движения Восточно-Европейской платформы в юго-восточном направлении в кайнозойское время, в том числе и на новейшем тектоническом этапе. При этом вероятным источником такой подвижности скорее всего служат тектонические процессы, приводящие к раскрытию океанических бассейнов в Северной Атлантике и Арктике.

Предлагаемая нами модель не только не противоречат этим построениям, но и дополняет взгляды, согласно которым Восточно-Европейская платформа подвергается тектоническому воздействию со стороны окружающих ее более активных геодинамических систем. В частности, поднятия Украинского щита и Воронежского свода происходит под воздействием Карпатского сегмента Альпийского подвижного пояса [Юдахин и др., 2003]. Переставив акценты, можно предположить, что, в случае общего движения Восточно-Европейской платформы к юго-востоку и вдвигания в окружающую раму, происходит ее активное тектоническое взаимодействие с этой рамой. В результате появляется дополнительный импульс к воздыманию пояса неотектонических поднятий между Альпийским орогеном (Карпатами) и средней–южной частью Урала – эта часть платформы оказывается как бы зажатой между этими двумя морфоструктурами. Поднятие Балтийского щита с мобилистических позиций объясняется близостью к районам Атлантического и Арктического спрединга [Копп, 2004], а вот пояс опусканий по его периферии, включающий новейшие грабены, может быть объяснен отсутствием жесткой рамы на восточном фланге этого пояса. Именно здесь край платформы вступает во взаимодействие с южным флангом рассмотренной выше системы клиновидных блоков (ороклинов), расположенных в основном на Баренцево-Карском шельфе и релаксирующих продольное сжатие за счет противоположного выдвигания блоков (см. рис. 3.16). Можно предположить, что именно эта система принимает на себя воздействие края ВЕП, что приводит к ее дополнительной активизации, наряду с воздействием раскрывающегося Евразийского Бассейна. Подобный характер взаимодействия ВЕП и окружающих горных масс видимо и предполагал М.Л. Копп, высказывая мысль о том, что структурная дуга Новой земли образовалась за счет общего выжимания материала, произведенного Восточно-Европейской субплитой (в его терминологии) [Копп, 2004]. В свою очередь ВЕП, лишенная в этом месте противодействия рамы, как бы проваливается в рельефе, т.к. образует область перпендикулярного своему движению к юго-востоку перераспределения геомасс.

Таким образом, в процессе тектонической эволюции литосферы Западно-Арктической плиты в пределах Баренцево-Карского шельфа сформировался ансамбль парагенетически связанных структурных дуг (ороклинов), выгнутых в противоположных друг другу направлениях. В их фронтальных частях наблюдаются структуры сжатия, на флангах – сдвига или растяжения. В новейшее время этот ансамбль был активизирован за счет воздействия на его фланги полей тектонических напряжений от раскрывающегося Евразийского океанического бассейна и от окраины Восточно-Европейской платформы. При этом в центральной части Баренцево-Карского региона образовался своеобразный индентер с Новоземельской морфоструктурой в своей центральной части, подвижность которого приводит к процессам расклинивания внутри шельфовых плит с образованием морфоструктур растяжения, в частности по краям Баренцевоморской плиты.

Выводы

Результаты проведенных исследований показали, что применение структурно-геоморфологических методов позволяет выявлять структуры латерального перемещения сегментов земной коры различного масштаба на неотектоническом этапе развития того или иного региона.

На конкретных геологических примерах был выявлен и описан механизм формирования своеобразных «структур расклинивания», образование которых сопровождает латеральные перемещения относительно монолитных и единых блоков земной коры.

Установлено, что на неотектоническом этапе в фундаменте Восточно-Европейской платформы и шельфовых плит Баренцево-Карского региона происходит ремобилизация отдельных участков этих крупных структур земной коры и их латеральное перемещение. Процесс осуществляется как в виде движения сравнительно жестких неоднородностей (доменов, блоков, массивов), так и в виде объемной пластической деформации. В первом случае движение сопровождается образованием во фронтальной части движущихся блоков трещин расклинивания, маркируемых развивающимися депрессиями и «вдвижением» по ослабленным зонам одних геомасс в «тело» других, расклинивание последних. Во втором случае формируются структурные дуги и горизонтальные складки.

В результате формируются разномасштабные морфо-структурные и структурно-кинематические ансамбли, которые отражают взаимно компенсированные перемещения геомасс внутри плит (блоков, доменов). Кроме того, анализ материала показывает, что на новейшем этапе земная кора северной части Восточно-Европейской платформы и сопредельного Баренцево-Карского шельфа обладает значительной объемной латеральной подвижностью.

Литература

Авенариус И.Г. Некоторые особенности новейшей геодинамики Новоземельского орогена и прилегающих акваторий по данным морфоструктурного анализа // Геоморфология. № 3. 2002. С.5 3-60.

Аветисов Г.П. Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // Физика Земли. 1996. № 12. С. 59–71.

Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К., Трунин А.А. Новая геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши // Докл. РАН. 1990. Т. 351. № 5. С. 652–655.

Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1 Арктические моря. СПб.: Изд-во ВСЕ-ГЕИ, 2004. 468 с.

Ассиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.

Балуев А.С., Моралев В.М., Терехов Е.Н. Современная геодинамика палеорифтовых систем Белого и Баренцева морей // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всерос. Совещ. Иркутск-Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 250–253.

Баренцевская шельфовая плита / Ред. И.С. Грамберг. Л.: Недра, 1988. Т.196. 263 с.

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.

Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.

Государственная Геологическая Карта Российской Федерации м-ба 1: 1000000 (новая серия). Карта дочетвертичных образований. Ф. Лист S-38-40 Маточкин Шар. Отв. Исп. С.И. Шкарубо. Мурманск-СПб. Аэрогеология. 1998.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия) Масштаб 1:1000000. Карта дочетвертичных образований P(35)-37 (Петрозаводск). Л.: ВСЕГЕИ, 2000.

Дедеев В.А., Малышев Н.А., Юдин В.В. Тектоника платформенного чехла Печорской плиты // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, СО, 1988. С. 137–150.

Зархидзе В.С. Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 58–64.

Земная кора Восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.

Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) М.: ГЕОС, 2001. 146 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. Признаки горизонтальных перемещений на юговосточной окраине Балтийского щита // Геоморфология. № 4. 2007. С. 42–52.

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.

Зыков Д.С., Балуев А.С. Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 20–26.

Зыков Д.С., Балуев А.С. Особенности новейшего развития структуры Баренцево-Карского шельфа // Бюллетень МОИП. Отд. Геол. 2010. Т. 85. Вып 6. С. 3–13.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоническая характеристика Ленно-Таймырской зоны на шельфе моря Лаптевых // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 229–232.

Казанин Г.С., Заяц И.В., Маркина Н.В., Чуранов С.М., Шкарубо С.И., Лопатин Б.Г., Иванов В.Л. Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. Матвеев Ю. И. Создание геолого-экологической основы рационального природопользования Западно-Арктического шельфа России // Разведка и охрана недр. № 9. 2007. С. 2–13.

Кожевников А.В., Найдин О.Д., Семенов В.М., Хомяк С.В. Верхний плейстоцен Онежского Нечерноземья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 126–142.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572).

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит) // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46–68.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 225 с.

Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель Земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: КМК, 1994. С. 121–133.

Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. М.: Изд-во МГУ, 1999. 120 с.

Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н., Сомин М.Л. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.

Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С., Горелов С.К., Никонов А.А., Розанов Л.Л., Серебряный Л.Р., Филькин В.А. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР // Геоморфология. 1972. № 1. С. 3–18.

Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

Марков Г.А. О происхождении и закономерностях проявления напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры // Геотектоника. 1983. № 3. С. 32–41.

Межвилк А.А. Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России // Геотектоника. 1994. № 4. С. 27–34.

Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1: 2500000 / Ред. А.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ГУГК, 1981.

Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А., Матишев Г.Г. Современная геодинамика Печероморской морфоструктурной провинции // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 4. С. 543–545.

Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

Мусатов Е.Е. Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Геоморфология. 1996а. № 1. С. 72–77.

Мусатов Е.Е. Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Океанология. 1996б. Том 36. № 3. С. 444–450.

Мусатов Е.Е. Статистическая модель верхней части осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. Вып. 2. С. 118–131.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Кальниченко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене М.: Наука, 1977. 236 с.

Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / Под ред. Ю.Е. Погребицкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф. Грачев. М.: Изд-во «Пробел», 2000. 487 с.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС. 1998. 187 с.

Рыжов И.Н. Неотектоника Европейского севера Л.: Наука, 1988. 92 с.

Саккулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли, 2009. №3. С. 56–63.

Семевский Д.А. Неотектоника Архипелага Шпицберген. Л. Недра, 1967. С. 225–238. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от

континента к океану. Мурманск: Мурманское книжное изд-во, 1989. 176 с.

Сим Л.А., Зайцев В.А. Неотектонические напряжения севера Восточно-Европейской платформы и Урала // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы М.: КМК, 1994. С. 169–175.

Сим Л.А., Чекмарев К.В. Новейшая разломная тектоника Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 5. С. 51–56.

Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В., Кропачев Ю.П., Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонова Е.А. Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4. С. 45–55.

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В.Шарова и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Талицкий В.Г., Короновский Н.В. Физическое моделирование надвиговых структур // Геодинамика и нефтегазоносность осадочных бассейнов СССР М.: ВНИГНИ, 1991. С. 106–119.

Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 2. С. 226–230.

Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1:2500 000 (с объяснительной запиской) / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т Литосферы РАН, 1996. 94 с.

Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири масштаба 1: 2500000 (с объяснительной запиской) / Отв. ред. Н.А.Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т Литосферы РАН, 1998. 127 с.

Тектоническая карта белого моря и прилегающих территорий м-ба 1: 1500000 / Гл. Ред. М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. Отв. ред. А.С. Балуев. М.: Изд-во ООО ИПП «Куна», 2010.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001. 606 с.

Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П. Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // Геотектоника. 2006. № 6. С. 33–51.

Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в Северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 227–223.

Шарин В.В. Рельеф и четвертичные образования архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа. Автореф. дисс. ... канд. географ. наук. СПб.: Изд-во СПГУ, 2004. 16 с.

Шарин В.В., Дымов В.А. Новые данные по реконструкции колебаний уровня моря в течение голоцена в южной части Вуд-Фьерда (Архипелаг Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 167–175.

Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52

Шипилов Э.В., Матишов Г.А. Тектоническая позиция и геодинамическая природа трога Святой Анны (Север Баренцево-карской континентальной окраины) // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 5. С. 667–671.

Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.

Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

Bergh S.G., Andressen A. Structural development of the Tertiary fold-and-thrust belt in east Oscar II Land, Spitsbergen // Polar Research 8. 1990. P. 217–236.

Bergh S.G., Ohta Y., Andresen A., Maher H.D., Braathen A., Dallmann W.K. Geological map of Svalbard. 1:100000 sheet B8G St. Jongsfjorden. Norsk Polarinstitutt Temakart № 34. 2003.

Bergh S.G., Grogan P. Tertiary structure of the Sorkapp-Honsund region, South Spitsbergen, and implication for the offshore southern extension of the fold-thrust Belt. // Norwegian Journal of Geology, 2003. Vol. 83. P. 43–60.

Chan W.W., Mitchell B.J. Intraplate earthquakes in Northern Svalbard // Tectonophysics. Vol. 114. 1985. P. 181–191.

Dallman W.K., Andersen A., Bergh S.G., Maher H., Ohta Y. Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard. NorskPolarinsitutt Meddelelser. № 128. Oslo, 1993. 46 p.

Harland W.B. Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of the North Atlantic Region // North Atlantic Geology and Continental Drift. American Association of Petroleum Geologist Memair. 1969. Vol. 12. P. 817–851.

Harland W.B. (ed.) Geology of Svalbard // Geol. Soc. London. Memoirs. 1997. Vol. 17. 514 p.

Lowell J.D. Spitsbergen Tertiary Orogenic Belt and the Spitsbergen Fracture Zone // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83. P. 3091–3102.

Maher H.D., Ringset J.N., Dallmann W.K. Tertiary structures in the platform cover strata of Nordenskold Land, Svalbard // Polar Research 7. 1989. P. 83–93.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ СТРУКТУРНЫЕ ДУГИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА, ПРОБЛЕМА ПОЗДНИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПАЛЕОЗОИД

В предыдущих главах были рассмотрены примеры латеральных потоков в различных регионах и различных геодинамических обстановках. Большинство этих структур было выявлено благодаря применению структурных (структурнокинематических, структурно-морфологических) методов. Но как показала практика геологических исследований, детальное изучение фациальных и формационных особенностей горных масс и их взаимного расположения в пространстве с применением палинспастических построений также позволяет реконструировать масштабные объемные перемещения в пределах земной коры и литосферы. Одним из примеров применения этой методики является приведенное ниже описание позднепалеозойской эволюции Урало-Монгольского пояса.

Урало-Монгольский пояс (УМП) представлен преимущественно комплексами палеозойских конвергентных окраин, расположенных между испытавшими коллизию в позднем палеозое (герцинская складчатость) Сибирским, Восточно-Европейским, Сино-Корейским и Таримским кратонами (рис. 4.1). Наиболее поздние коллизионные события фиксируются в Южной Монголии в триасе-ранней юре (индо-синийская складчатость). В структуре Урало-Монгольского пояса широко распространены структуры и комплексы, сформированные в результате байкальских и каледонских аккреционно-коллизионных процессов. Во внешних и внутренних частях пояса большая роль принадлежит докембрийским, в т.ч. байкальским блокам, которые являются фундаментом активной окраины, или были причленены к ней на разных стадиях развития. Палеозойская структура пояса осложнена молодыми рифтами и неравномерно перекрыта мезозойско-кайнозойскими чехлами, часто интенсивно дислоцированными. Наиболее молодыми доколлизионными образованиями в Уральско-Южно-Тяньшаньской области являются раннекаменноугольные кремнисто-базальтовые и островодужные комплексы [Бискэ, 1996; Иванов, 1998; Куренков, Аристов, 1995; Куренков и др., 2002; Мухин и др., 1991; Пучков, 2000; Самыгин и др., 1997], в Южной Джунгарии – среднекаменноугольные комплексы вулканической дуги и аккреционной призмы [Wang Baoyu et al., 1996], а на юге Монголии – аллохтоны Солонкерской зоны с раннепермскими островодужными вулканитами и офиолитами [Геологические..., 1995]. После коллизии (закрытия океана), начиная со среднего карбона на западе [Пучков, 2000] и в позднем палеозое – раннем мезозое на востоке УМП [Геологические..., 1995], развиваются вулкано-плутонические пояса с более широкими, за счет тыловых частей, ареалами, что можно расценивать как сохранившуюся геоди-





фундамента Сибирского кратона, 3 – средне-позднепалеозойские платформенные чехлы, 4 – среднепалеозойские задуговые прогибы, 5–8 – вулканические 1 - кратоны и массивы с докембрийской континентальной корой: Восточно-Европейский (ВЕ), Северо-Китайский (СК), Таримский (Т), Таджико-Каракумский (ТК), Джунгарский (Д); 2–14 – структуры и комплексы УМП: 2 – каледонские и докаледонские комплексы и примыкающие к УМП элементы пояса: 5 – силурийские-ранне-среднедевонские, 6 – средне-позднедевонские и раннекаменноугольные, 7 – средне- и позднепалеозойские (мезозойские) нерасчлененные, 8 – позднепалеозойские; 9 – предлуговые флишевые прогибы, аккреционные призмы, внутриокеанические дуги; 10 – син- и постколлизионные флиш и молассы; II – крупные сдвиги с направлениями смещения; I2 – векторы относительного смещения замыкания ороклинов намическую тенденцию конвергенции, по-видимому, на заключительном этапе субдукционного процесса. В восточных зонах Урала коллизионный этап характеризуют толщи известково-щелочных вулканитов С₂₋₃ [Пучков, 2000; Тевелев и др., 2002, 2006] и гранитоидные плутоны P₁ [Пучков, 2000; Иванов, 1998]. В Южной Джунгарии лавы и игнимбриты трахириолитов имеют пермо-триасовый (P₂-T₁) возраст. Вулканические пояса Монголии, сложенные вулканитами среднего-позднего палеозоя пространственно связаны с позднепалеозойскими-мезозойскими (вплоть до позднемезозойских) вулканогенными комплексами рифтов [Курчавов и др., 1999; Геологические формации, 1995; Козловский и др., 2007; Ярмолюк и др., 2010]. К фрагменту пояса относится и Хангайский плутон [Ярмолюк и др., 1997].

Анализ структурного рисунка среднего–верхнего палеозоя УМП свидетельствует о масштабных деформациях коллизионных структур и горизонтальных перемещениях в постколлизионную (мезозой–кайнозой) стадию [Рязанцев, 2001].

Проблемы развития Урало-Монгольского пояса рассматривается во многих работах и наиболее полно они изложены в публикациях А. А. Моссаковского [Моссаковский и др., 1993] и А. Шенгера [Sengör, Natal'in, 1996] с соавторами. При различных подходах, эти работы имеют некоторую общность: всеми авторами признается существование в палеозое единой конвергентной границы. Но в работах Шенгера и Натальина эта граница маркируется единой островной дугой, и начало формирования Казахстанского ороклина происходит в доколизионную эпоху, а в работах Моссаковского с соавторами – конвергентная граница маркируется «гирляндой» островных дуг.

В данной работе нашли отражение основные принципы обеих концепций. В частности, на основании сходства структур и комплексов считается, что палеозоиды Казахстана, Алтае-Саянской области и Монголии, по крайней мере с раннего силура принадлежали единой активной окраине Сибирского кратона, а вместе с другими частями УМП – к окраинам единого палеоокеана. Среднепалеозойские вулкано-плутонические пояса трактуются как аналоги современной андийской окраины [Atlas..., 2008]. Эти пояса формировались на континентальных окраинах, к которым в результате каледонского тектогенеза были аккретированы островные дуги. Среднепалеозойские окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса в фундаменте и в своих тыловых частях имеют каледонские и докаледонские комплексы. Перед фронтом этих поясов располагаются структуры и комплексы, сформированные в раннем-среднем палеозое в структурах аккреционных призм, флишевых прогибов и внутриокеанических дуг. Вулканические пояса, сложенные позднепалеозойскими комплексами, так же как и среднепалеозойские маркируют развитие окраины андийского типа. В их фундаменте и в тылу находятся каледонские и докаледонские структуры: пояса среднепалеозойских вулканитов и ранне-среднепалеозойские комплексы аккреционных призм и флишевых прогибов. Перед фронтом этих структур располагаются комплексы ранне-позднепалеозойских аккреционных призм, флишевых прогибов и энсиматических дуг.

Коллизионный ансамбль структур – вулкано-плутонических поясов и сутур (зон с аккреционными комплексами) в плане представлен формами, типичными для тектоники латерального перемещения. Это горизонтальные сжатые складки – Казахстанский и Монгольский ороклины, образование которых происходило при воздействии индентора – Сибирского кратона, с движением материала из наиболее пережатых областей. В складки смяты комплексы, представляющие латеральный ряд доколлизионного этапа, а также вулканические пояса, которые были сформированы на коллизионном этапе. Постколлизионные, включая среднеюрские, образования формируют приразломные впадины и как правило несут следы интенсивных деформаций.

Казахстанский ороклин и сопряженные структурные дуги

Казахстанский ороклин маркируется вулканическими поясами, огибающими аккреционные комплексы Джунгаро-Балхашской области. Типовой структурой среднепалеозойской активной окраины в Центральном Казахстане традиционно считается девонский краевой вулканический пояс, выделенный А.А. Богдановым [Богданов, 1959; Богданов и др., 1963]. В соответствии с изгибом пояса в нем принято выделять Широтный, Юго-Западный и Северо-Восточный сегменты. Среднепалеозойский латеральный ряд структур зоны перехода от окраины палеоконтинента (в современной структуре – каледониды Центрального Казахстана) к палеоокеану (герциниды Джунгаро-Балхашской области) наиболее полно представлен в поперечном сечении Широтного сегмента и смежных структур [Рязанцев, 1999].

Среднепалеозойский вулканизм, характеризующий развитие активной континентальной окраины андийского типа, в каледонидах Центрального Казахстана заметно проявлен, начиная со среднего лландовери. Вулканиты принадлежат непрерывной дифференцированной серии от андезибазальтов до риолитов. В Джунгаро-Балхашской области силур представляет структуры преддугового прогиба и аккреционной призмы. Последнюю характеризует покровно-олистостромовый комплекс, с офиолитами, породами ордовикского кремнисто-базальтового комплекса и олистостромами, возраст которых омолаживается в южном направлении от позднеордовикского до раннесилурийского. Преддуговой прогиб представлен в разрезе Нуринского синклинория флишоидными толщами. Фронт раннедевонского вулканического пояса, по сравнению с силурийским, продвинут к югу – в сторону палеобассейна. На этой стадии формируется комплекс базальт-андезибазальт-андезитового ряда в нижней части, а в верхней преобладают игнимбриты и туфы риолитов [Журавлев и др., 1988; Курчавов и др., 2000]. Разрез эйфеля сложен вулканитами и туффитами кислого состава, а в тыловой части – вулканогенно-терригенными породами с ультракалиевыми вулканитами. Для ранне-среднедевонского этапа в разрезе Карасорского прогиба реконструируется фронтальный склон вулканической дуги, где в разрезе преобладают туфогенно-осадочные породы. Терригенные флишоидные толщи в Нуринском синклинории наращивают разрез преддугового прогиба.

На стадии, приходящейся, в основном, на живетский век, происходят тельбесские деформации, охватившие краевые части Джунгаро-Балхашского бассейна (аккреционной призмы), причленение к континентальной окраине Актау-Моинтинского массива и проградация на эти структуры вулканического фронта. Одновременно происходит сужение Широтного сегмента пояса за счет развития в тыловой части рифтогенного прогиба. Прогиб заполнен черносланцевой формацией, в разрезе которой преобладают пачки металлоносных углеродистых сланцев, расслоенных базальтами. В конце франского века в тылу пояса происходят излияния ультракалиевых эффузивов [Бурштейн и др., 1996]. Фамен-турнейский вулканический пояс [Тевелев, Кошелева, 1988; Веймарн, 1991] сопряжен с задуговым рифтогенным прогибом, в котором некомпенсированное осадконакопление с черными сланцами сопровождалось излияниями базальтов и формированием стратиформных руд [Веймарн, 1991]. Сходная зональность обнаруживается и для более молодых раннекаменноугольных образований [Бекжанов и др., 2000]. Преддуговые обстановки характеризуют структуры в Северной Джунгарии, где вместе с туфогенными породами значительное место занимают мощные толщи глинисто-кремнистого флиша [Бекжанов и др., 2000]. В среднем и позднем карбоне продолжаются излияния эффузивов дифференцированной серии. Если на предыдущем этапе преобладал натриевый тип щелочности, то на данном возрастают содержания калия и общая щелочность [Журавлев и др., 1988; Тевелев, Кошелева, 1988; Тевелев, 2001].

После коллизии в середине ранней перми (саякская складчатость) вулканический пояс, в целом, конформен каменноугольному, но ареал его расширяется в сторону тыловой части, а также накладывается на дислоцированные комплексы преддуговых обстановок предшествующего этапа [Журавлев и др., 1988; Тевелев, Кошелева, 1988; Тевелев, 2001]. В конце перми вулканизм дифференцированной серии сменяется контрастными щелочными излияниями. Развитие пояса в Северном Прибалхашье завершается внедрениями лейкократовых и аляскитовых гранитов, а в Южной Джунгарии в Казахстане лавы и игнимбриты трахириолитов имеют Р₂-Т₁ возраст. Рассматривая самые тыловые элементы палеоокраины, можно отметить, что начиная с франа появляются маломощные терригенно-карбонатные красноцветные толщи с мелководной морской фауной, а в фамене и карбоне разрез представлен карбонатными, терригеннокарбонатными и угленосными накоплениями, типичными для платформенных чехлов. Таким образом, в типовой структуре восстанавливаются латеральные ряды: вулканические пояса (дуги) – задуговые рифтогенные прогибы – фронтальные склоны дуг – аккреционные призмы – преддуговые флишевые прогибы. Структуры проградируют в сторону палеобассейна. Юго-Западный и Северо-Восточный сегменты имеют некоторые отличия по составу вулканизма [Курчавов и др., 1999, 2000]. Коллизионные вулкано-плутонические пояса конформны доколлизионным поясам, но занимают более широкие ареалы, чем доколлизионные.

На продолжении Юго-Западного сегмента в Китайской Джунгарии, комплексы активной среднепалеозойской окраины распространены в горах Борохоро и Нарат [Wang Baoyu et al., 1996; Gao et al., 2008]. Здесь реконструируются позднесилурийский (Баянбулакская формация) и среднедевонский (формация Байксиньде) вулканические пояса, среднедевонская задуговая депрессия (формация Акетаси), раннекаменноугольная вулканическая дуга (формации Аньцзихай и Дахалайцзюшань), среднекаменноугольная вулканическая дуга (формация Аоиманбулак), фронтальный склон дуги и элементы аккреционной призмы (формация Шадавар). Продолжением этого сегмента являются структуры на восточном окончании Китайского Тянь-Шаня, юго-восточнее Джунгарской впадины.

Далее на восток от этого сегмента отчленена Южно-Монгольская складчатая система. Край континента с сиалическим основанием представляет Южно-Гобийская зона [Геологические формации, 1995; Dergunov et al., 2001], в которой на метаморфическом докембрии залегают толщи туфогенных турбидитов ордовика–нижнего девона, которые перекрыты толщей вулканитов дифференцированной серии ранне–среднедевонского возраста. В более северных зонах установлены комплексы аккреционной призмы: сопровождающиеся офиолитами турбидиты, базальтоиды (O–C₁) (Баянгобийская, Баянцаганская и др. зоны), кремни (S–D₁), базальты (D₂₋₃), вулканогенно-осадочные породы (D₃fm–C₁) (Заалтайская зона). Островодужные вулканиты отмечаются на юге Гоби-Алтайской (D₃) и в Эдренгийнской (D₂žv–C₁t₁) зонах. Наиболее отчетливо выделяется ранне-среднекаменоугольный пояс вулканитов известково-щелочной серии, осложненный продольными структурами с пермскими рифтогенными щелочными вулкано-плутоническими ассоциациями [Ярмолюк, Коваленко, 1991; Курчавов и др., 1999]. Тыловое положение занимает Лугингольской зоны надвинуты аллохтоны Солонкерской зоны [Геологические формации, 1995], с островодужным (P₁k), кремнисто-базальтовым (P₁) комплексом и олистостромами (аккреционная призма).

Северо-восточный сегмент Казахстанского ороклина продолжается в Западную Джунгарию (Китай), изменив простирание на северо-восточное [Самыгин и др., 1997; Feng et al., 1989]. От Южного сегмента Северный отделяется Джунгарской впадиной, в основании которой предполагается интенсивно переработанное сиалическое основание [Han et al., 1999]. В Барлык-Каиндинской зоне присутствует фрагмент доживетской (D₁₋₂) вулканической дуги. Живетские терригенные отложения с горизонтами углеродистых алевролитов и глинистых известняков представляют задуговой прогиб. В Майлишань-Балхашской зоне нижне-среднедевонские туфогенные отложения накапливались перед фронтом вулканической дуги (аналог Карасорской зоны Широтного сегмента). Нижнюю часть разреза слагают потоки андезибазальтов с прослоями кремнистых пород. В структуре присутствуют офиолиты, и можно предположить, что девон залегает на ордовикско?-силурийской аккреционной призме. В районе рудника Сарытогай средне-позднедевонская дуга представлена толщей с вулканитами от базальтов до дацитов с фаменскими конодонтами в кремнях. Преддуговые обстановки характеризует свита тайлегула, с чередующимися подушечными базальтами, туффитами кислого состава, кремнями с конодонтами верхнего фамена и турне. В крайних на юго-востоке выходах среднего девона на серпентинитовом меланже залегают граувакки, переслаивающиеся с туффитами, потоками андезитов и андезибазальтов, с яшмами, содержащими живетские конодонты (фронтальный склон дуги).

Крылья Казахстанского ороклина осложнены сдвигами и крутыми изгибами с переходом к сопряженным структурным дугам. На севере Джунгарии структуры испытывают крутой разворот и, нарушаясь сдвигами, протягиваются на северо-запад и известны в хребтах Чингиз и Тарбагатай, в Иртыш-Зайсанской складчатой области (Жарминский и Саурский районы [Бекжанов и др., 2000; Егоров, Чистяков, 2003; Диденко, Морозов, 1999; Сенников и др., 2003; Филиппова и др., 1999], в Чарской зоне [Буслов, 1998]). В Западной Сибири приразломные фрагменты девонского вулканического пояса устанавливаются под чехлом в районе Омска.

Валерьяновский и Бельтау-Кураминский пояса в основном перекрыты молодыми плитными чехлами и изучены с помощью бурения и геофизических методов. В основании разреза Валерьяновского пояса [Геология... 1984] выделяется толща нижнего-среднего девона с вулканитами дифференцированной
серии, которая на запад замещается прибрежно-морскими терригенными отложениями (преддуговой прогиб). Эйфельский уровень представлен терригеннотуфогенными накоплениями, а живетско-франский – карбонатно-терригенной толщей с черными сланцами или терригенно-вулканогенной с андезибазальтами и базальтами (аналог задуговых рифтогенных прогибов Широтного сегмента). Фамен и нижний карбон представлены вулканогенной серией, которая на восток замещается терригенно-карбонатной толщей платформенного чехла. «запечатывающего» вулканический пояс нижнего-среднего девона. Среднекаменноугольный вулканический пояс имеет более широкий ареал, перекрывая тыловодужные структуры предшествующего этапа. Он представлен толщей терригенных пород, расслоенной эффузивами дифференцированной серии. Венчается палеозойский разрез ритмично-слоистой терригенной толщей среднего карбона – верхней перми с долеритами в верхней части (тыловодужный прогиб?). Таким образом, Валерьяновский вулканический пояс развивался с раннего девона по конец перми, имея те же особенности строения и развития, как и средне-позднепалеозойские вулканические пояса в Центральном Казахстане. Как элемент аккреционной призмы можно рассматривать офиолиты Денисовской зоны [Иванов, 1998].

В разрезе Бельтау-Кураминского пояса [Абдулин и др., 1976] выделяются вулканогенные комплексы девона-раннего карбона. Их «расклинивает» полоса позднепалеозойских вулканитов. Тыловые части заполнены фамен-турнейским флишем. В Срединном Тянь-Шане сохранились лишь элементы силурийскораннедевонского вулкано-плутонического пояса (гранодиориты S. андезидацитовые наземные излияния D,) [Бискэ, 1996]. Среднедевонско-нижнекаменноугольный комплекс тылового прогиба представлен континентальными и морскими терригенными и карбонатными накоплениями. Позднепалеозойский (С,-Р, (Т,?)) вулкано-плутонический пояс наложен на эти структуры. В расположенных перед фронтальной частью поясов структурах, а это герциниды Тянь-Шаня и Урала, в аккреционных комплексах кремнисто-базальтовые отложения охватывают интервал от раннего ордовика по ранний карбон включительно [Куренков и др. 1995; Моссаковский и др., 1993; Мухин и др., 1991; Рязанцев и др., 2008; Тевелев, Кошелева, 2002, 2006; Иванов, 1998; Пучков, 2000]. Простирания структур Валерьяновского пояса имеют торцовые соотношения с простираниями структур Сарысу-Тенизского водораздела в каледонидах Центрального Казахстана. Это, а так же то, что в Южном Тянь-Шане пояс прерывается, позволяет предположить особую роль крупноамплитудных сдвигов, осложняющих палеозойскую структуру.

Монгольский ороклин

Монгольский ороклин образован девонско-позднепалеозойскими и мезозойскими вулкано-плутоническими поясами, облекающими Хангай-Хентейскую зону, выполненую аккреционными и флишевыми комплексами, возраст которых варьирует от раннего палеозоя по мезозой включительно. Вследствие более глубокой эрозии, чем в Казахстанском ороклине, вулканические пояса сохранились здесь более фрагментарно, но широко распространены плутоны. Позднепалеозойские и мезозойские пояса наложены на более древние и скрывают их структуру. Для девона устанавливаются вулкано-плутонические пояса и комплексы преддуговых обстановок – склона и аккреционной призмы, где преобладают терригенные толщи, расслоенные вулканитами андезибазальтового в нижней и риодацитового состава в верхней части разреза [Геологические..., 1995; Гаврилова, 1979]. Позднепалеозойский вулкано-плутонический пояс осложняется продольными линейными зонами, выполненными позднепалеозойскими и раннемезозойскими рифтогенными вулкано-плутоническими комплексами [Курчавов и др., 1999; Ярмолюк, Коваленко, 1991; Козловский и др., 2007; Ярмолюк и др., 2010]. На северо-восточном продолжении пояс представлен Ангаро-Витимским батолитом [Ярмолюк и др., 1997], основная часть гранитоидов которого начала формироваться в среднем карбоне, но отмечаются и раннекарбоновые датировки. Считается, что коллизия в этой части пояса произошла в поздней перми [Ярмолюк и др., 1997]. Хангайский батолит формировался, главным образом, в конце поздней перми – раннем триасе. Хентейский батолит имеет средне-позднетриасовый, а частично, более молодой возраст [Нагибина, 1999].

Периферические элементы Казахстансого и Монгольского ороклинов

Пространство между ороклинами занимают структуры Алтае-Саянской области и фундамента Западной Сибири. К числу элементов структуры Западной Сибири, важных для сравнения палеозоид Казахстана и Алтае-Саянской области, относятся Межовский вал и сопряженный с ним Нюрольский прогиб [Бочкарев и др., 2003; Атлас..., 2004]. Здесь под мощным мезозойско-кайнозойским чехлом устанавливаются аналоги среднепалеозойского вулканического пояса, обнаженного в Центральном Казахстане и сопряженных структур. В ряде скважин здесь вскрыт верхний силур, представленный базальтами, андезитами, риолитами и их туфами, расслоенными глинисто-карбонатными породами [Исаев и др., 1994; Краснов и др., 1988]. Проявления девонского вулканизма отмечаются на уровне живета. Вулканиты андезитового состава расслаивают средне-верхнедевонскую (эйфель-фран) глинисто-карбонатную толщу. В северо-восточном направлении вулканиты дифференцированной серии исчезают. Разрез силура и девона, представляющий тыловодужные обстановки, сложен карбонатными породами и похож на платформенный чехол. Рифтогенные тыловодужные впадины заполнены углеродистыми, часто пиритоносными глинисто-карбонатными породами, которые на различных уровнях девона и нижнего карбона расслаиваются базальтами.

В Алтае-Саянской складчатой области комплексы среднепалеозойской активной окраины распространены в сегментах, разделенных крупными сдвигами [Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов, Казанский, 1995; Буслов, 1998; Buslov et al., 1993; Буслов и др., 2003; Сенников Н.В., 2006]. Силурийский вулканизм окраинно-континентального пояса здесь проявлен локально [Дергунов, 1989] и чаще выражен лишь присутствием туфогенно-осадочных пород. Крупные сдвиги сближают пояса вулканитов с тыловыми структурами. Особенностью последних на Салаире, в Горной Шории и на северо-западе Горного Алтая является преобладание карбонатных пород, что делает сходными эти структуры с чехлами платформ. Чехол охватывает интервал от ашгилла до эмса включительно. [Ермиков и др., 1979]. Возможно, чехол перекрывает причлененный к окраине пассивный блок [Буслов, 1998] – аналог Актау-Моинтинского блока Центрального Казахстана. Сходство с ним подчеркивается позднеордовикско-силурийскими массивами гранодиоритов. В Кузнецком Алатау комплексы активной окраины нижнего девона представлены наземными эффузивами. Базальт-андезитовая толща вверх сменяется дацит-трахириолитовой с игнимбритами и выше – базальтовой. От пражского яруса к эмскому ареал вулканизма мигрирует на запад. В разрезе Минусинских впадин (задуговые депрессии) преобладают континентальные терригенные красноцветные отложения и мергели с силлами и потоками вулканитов основного и среднего состава – диабазы, трахиандезиты и их туфы [Васильев, 1987]. В Коргонской зоне Горного Алтая распространены туфогенно-осадочные и эффузивные породы основного и кислого состава (фронтальный склон дуги?). В эйфеле сохраняется зональность раннего девона, а в раннем живете фронт вулканизма мигрирует на запад. Проградирующие на юго-запад на акреционные комплексы силурийско(?)-раннедевонского возраста [Гутак, 1997] вулканические пояса, начиная с позднеживетского и кончая фаменским, сопряжены с задуговыми прогибами с черносланцевой формацией [Ротараш и др., 1982].

Продолжением Южно-Алтайского сегмента на север в фундаменте Западной Сибири является широкий прогиб (Нарымско-Колпашевская впадина, Пыль-Караминская зона и др.) [Сурков, Жеро, 1981; Atlas..., 1995] – аналог Колывань-Томской и Калба-Нарымской зон. Верхнедевонский–нижнекаменноугольный разрез прогиба в нижней части состоит из углисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, переслаивающихся с пачками туфов и туфолав (вулканическая дуга). В верхней части преобладают черные углисто-глинистые толщи с прослоями песчаников, инъекциями долеритов и пачками эффузивов основного состава (задуговой прогиб).

В Западной Монголии вулканиты андезит-риолитового состава слагают сохранившиеся фрагменты вулканических поясов [Геологические..., 1995]. Отмечается обычная зональность с увеличением щелочности вулканитов от фронтальной к тыловой части окраины. Раннедевонский вулканизм бимодальной серии тыловой части пояса, в Озерной зоне, связывается с рифтогенезом. Разрез эйфеля представлен терригенными породами с отдельными покровами афировых базальтов. Северо-Бурунхурайская зона сложена вулканогенно-осадочными породами среднего девона – нижнего карбона. Южно-Бурунхурайская зона представлена вулканомиктовым флишем и турбидитами среднего девона – нижнего карбона. (фронтальный склон дуги).

Краевые, удаленные от Сибирского кратона элементы УМП представлены структурами других палеоокраин. В отношении геодинамической интерпретации палеозойских комплексов Урала продолжается дискуссия, что отражается во множестве вариантов геодинамических моделей, количестве выделяемых зон субдукции и их полярности. Обзор этих проблем присутствует в работе [Тевелев, 2001]. Палеозоиды Урала находят свое продолжение в складчатой системе Южного Тянь-Шаня. Первично едиными могли быть комплексы Тагило-Магнитогорской зоны [Пучков, 2000; Язева, Бочкарев, 2003] и покровов Тамдытау в Кызылкумах [Мухин и др., 1991]. Сложность проблемы связана с тектоническим нарушением первичной зональности и перемешиванием, при значительной роли сдвигов, элементов окраины палеозоид Казахстана, Восточно-Европейского кратона и др. [Дегтярев и др., 1998; Горожанин, 1999]. Основное отличие палеозоид Урала, Казахстана и Алтае-Саянской области заключается в том, что на Урале на уровне девона распространены комплексы интраокеанической вулканической дуги, а в других складчатых областях УМП на уровне девона распространены комплексы активной окраины андийского типа.

Обсуждение материала и выводы

В структуре Урало-Монгольского пояса широко распространены комплексы среднепалеозойской активной окраины андийского типа и с достаточной полнотой реконструируются латеральные ряды структур. Сходство элементов различных регионов позволяет считать, что комплексы формировались в структуре единой активной окраины Сибирского кратона. Сходство подчеркивается и элементами раннепалеозойской истории развития окраины. Это существование островных дуг начиная с кембрия, изменение геодинамики на границе кембрия и ордовика с образованием новых спрединговых зон, сопровождающимся отщеплением микроконтинентов и коллизией континентальных блоков с вулканическими дугами. К палеоокраинам других кратонов относятся структуры и комплексы вблизи границы с этими кратонами (Урал, Южный Тянь-Шань, Джунгарский массив?). Коллизия, приведшая к закрытию палеоокеана, фиксируется в позднем палеозое, а вулкано-плутонические пояса продолжали развиваться, что обусловлено сохранившимися конвергентными соотношениями плит. Для этой стадии типичны расширяющиеся в сторону тыловых частей поясов магматические ареалы.

Современный структурный план указывает на значительные деформации ранней коллизионой структуры, маркируемой вулкано-плутоническими поясами, сутурами (зонами с аккреционными комплексами), зонами смятия. Наиболее отчетливо выделяются такие структурные формы как горизонтальные складки или ороклины и сопряженные с ними линейные полосовые зоны, разделенные крупными сдвигами. Формирование структуры УМП происходило не только за счет раздавливания первичных элементов структуры при коллизии, и доказанного поворота Сибирского кратона по часовой стрелке [Баженов, Моссаковский, 1989], но и, по-видимому, более позднего поворота последнего в обратную сторону. Это привело к существованию разнонаправленных сдвигов, среди которых отчетливо видна система правосторонних сдвигов, фиксирующих отставание внешних по отношению к Сибирскому кратону структур. Сдвигами оторван гипотетический Ханты-Мансийский массив от Кокчетавского и, в этой же полосе, элементы Бельтау-Кураминского пояса оторваны от палеозоид Срединного Тянь-Шаня. Выделение этих сдвигов согласуется с данными палеомагнитных исследований [Свяжина и др., 1992; Клишевич и др., 1995; Пучков, 2000; Буртман и др., 2000; Лубнина и др., 1999]. Об амплитудах сдвигов, составляющих сотни километров, можно судить и по относительному расположению замыканий Монгольского и Казахстанского ороклинов. Структуры сопутствующего растяжения наиболее масштабны в Западной Сибири и депрессии Карского моря с проявлениями раннемезозойского рифтового вулканизма, впадинами чехла, областями «безгранитной» коры [Аплонов, 1989].

В структуре Казахстанского ороклина наиболее молодые деформированные комплексы представлены нижней–средней юрой. Они выполняют приразломные синклинали и грабены, в которых складки осложняются надвигами. Ори-

ентировка этих структур конформна структурным элементам (крыльям и замыканиям) ороклина. Возраст деформированных комплексов фундамента, возраст заполнения приразломных прогибов чехла и рифтов позволяет считать, что ранние коллизионные структуры УМП значительно деформировались в раннем мезозое. Верхнеюрские и меловые отложения залегают в пределах ороклина в виде слабо деформированного чехла.

Одна из первых попыток изучить природу изгиба вулканических поясов Центральной Азии с помощью палеомагнитных данных была предпринята Д.В.Гришиным с соавторами [Гришин и др., 1997]. Авторы представили данные по нескольким силурийским и девонским разрезам Казахского пояса и пришли к выводу, что северная и южная ветви Казахстанского вулканического пояса повернулись друг относительно друга примерно на 90°. В восточной и северной ветвях пояса позднепермские направления не повернуты относительно европейского эталона. Таким образом, можно предполагать, что с поздней перми не было региональных поворотов крупных структур на большей части Казахстана относительно ВЕП и друг друга. Значит, к этому времени было завершено и формирование Казахстанского ороклина.

Вторичность дуги, описываемой среднепалеозойскими поясами Центрального Казахстана обоснована и в более поздних и современных работах [Collins et al., 2003; Van der Voo, 2006; Alexyutin et al., 2005; Abraevich et al., 2007; Levashova et al., 2003, 2009]. При этом устанавливаются разнонаправленные повороты для одновозрастных комплексов в разных частях структуры. Согласно данным по среднему и позднему палеозою Казахстана [Levashova et al., 2009] (без его приуральской части) петлеобразная форма Казахского (силурийскодевонского) и Котырасан-Калмакэмельского (каменноугольного) вулканических поясов возникла в результате ороклинального изгибания изначально почти прямолинейной структуры в девоне и первой половине карбона. Авторами делается вывод о том, что также петлеобразный позднепалеозойский Балхаш-Илийский пояс не является ороклином и область вулканизма изначально имела сильно изогнутые в плане очертания. При этом подчеркивается, что палеомагнитные данные и их геологическое обоснование для силурийско-ранневизейского интервала эволюции вулканических поясов Казахстана взаимно увязаны. а предлагаемый сценарий для позднепалеозойского Балхаш-Илийского пояса является гипотезой.

Особенности структуры УМП, в которой проявлены молодые дислокации, отражены в современных геофизических полях. Общими закономерностями глубинного строения УМП, в частности глубины залегания Мохо (М) являются связи с событиями, проходившими последние 30 млн. лет [Кожевников, Зорин, 1997]. В первую очередь это проявлено в горных сейсмоактивных районах погружением М до глубины 50–60 км. В восточных областях УМП происходит воздымание М в сторону Тихоокеанской окраины [Кунин и др., 1986]. Вне сейсмоактивных горных цепей в морфологии М так же отражены, в основном, современные формы рельефа и молодые структуры верхних частей коры. Поднятиями М характеризуется Западная Сибирь (34–42 км с градиентами), Чу-Сарысуйская, Сырдарьинская, Тургайская, Балхашская впадины (35–45 км) [Антоненко, Любецкий, 1995; Кунин и др., 1986; Потапов, 1987]. Поднятия и прогибы М нарушаются разномасштабными линейными зонами, выраженными как разломы. Эти зоны совпадают с крупноамплитудными сдвигами. Сдвиг, нарушивший БельтауКураминский пояс, протягивается на север под Тургай-Кушмурунским грабеном в Денисовскую зону, и далее на север, отделяя стуктуры палеозоид Урала и Западно-Сибирской плиты. На геотраверсе «Батолит» ему соответствует зона, проходящая из коры в верхнюю мантию, которая с запада оперяется падающими от Мугоджар, разломами [Антоненко, Любецкий, 1995].

Сдвиг, отделяющий Казахстанский ороклин от Монгольского и Алтае-Саянской области, в Западной Сибири приурочен к широкой полосе в междуречье Оби и Иртыша, в которой М залегает наименее глубоко, и где протягиваются несколько офиолитовых зон [Песковский, 1986]. На продолжении этого сдвига в Иртыш-Зайсанской зоне до глубины 100 км устанавливается разлом, падающий под структуры Алтая [Антоненко, Любецкий, 1995]. Продолжение разлома в Монголии (Главный Монгольский линеамент) характеризуется как одна из главных зон сейсмоактивности [Солоненко, 1986].

Структурные, палеомагнитные и геофизические данные свидетельствуют в пользу того, что коллизионные структуры испытали деформации. Формирование наиболее выраженных структур – ороклинов началось в доколлизионную стадию (перед поздним девоном) и продолжалось в начале позднего палеозоя. Сформированные ороклины деформировались в раннем мезозое, а так же в кайнозое.

Литература

Абдулин А.А., Цирельсон Б.С., Быкадоров В.А. и др. Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата.: Наука, 1976. 238 с.

Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Земная кора и тектоносфера Казахстана // Геология Казахстана. 1995. № 5–6. С. 3–10.

Аплонов С. В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология № 7. 1989. С. 27–36.

Атлас «Геология и нефтеносность Ханты-Мансийского автономного округа / Под. ред. Ахнатепова Э.А., Волкова В.А., Гончаровой В.Н. и др. Екатеринбург: Изд. «Издат-НаукаСервис», 2004. 148 с.

Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. № 1. 1986. С. 59–69.

Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. Алматы: АМР Республики Казахстан, 2000. 396 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня М.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 120–143.

Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СП-б: Изд-во С. -Петербургского университета, 1996. 192 с.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. // Бюлл. МОИП. Геология. Т. XXXIV. Вып. 1. 1959. С. 3–38.

Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. // Вестник Моск. ун-та. Геология. 1963. № 5. С. 8–20.

Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.А. и др. Уральский палеоокеан в девонское время по палеомагнитным данным // Геотектоника. № 5. 2000. С. 61–70.

Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б., Кошелева И.А., Тевелев Ал.В. Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, возраст, металлогеническое значение // Московская школа геологов в Казахстане. Сб. докл. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 94–109.

Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаичноблокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов // Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук Новосибирск, 1998. 44 с.

Буслов М.М., Казанский А.Ю. Позднепалеозойская-мезозойская коллизия в западной части Алтае-Саянской складчатой области // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. Иркутск: Институт Земной Коры СО РАН. 1995. С. 87–88.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойскораннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.

Васильев Б.Д. Девонская активизация восточного склона Кузнецкого Алатау // Закономерности геологического развития Горного Алтая и Кузнецкого Алатау как зон активизации. Новосибирск: Изд. НГПИ, 1987. С. 44–51.

Веймарн А.Б. Фаменский вулканизм Казахстана как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 203–211.

Гаврилова С. П. Особенности девонского и пермского орогенного магматизма Запада Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 78–95.

Гутак Я.М. Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук / Я.М. Гутак. Новокузнецк, 1997. 40 с.

Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995, 177 с.

Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау / Ред. Абдулин А.А. Т. 1. Геологическое строение. Алма-Ата: Наука, 1984. 232 с.

Горожанин В. М., Мосейчук. В. М., Сурин Т. Н. Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник-97. Инф. мат-лы. Екатеринбург: УНЦ РАН, 1999. С. 191–196.

Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярёв К.Е. Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана. Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81

Дегтярев К.Е., Куренков С.А., Кузнецов Н.Б. Проблема выделения каледонид Зауралья (Южный Урал) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 118–128.

Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.

Диденко А. Н., Морозов О. Л. Геология и палеомагнетизм средне-вернепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан), Геотектоника. 1999. № 4. С. 64–80.

Егоров А.С., *Чистяков Д.Н.* Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика. М., 2003. Т. 44. № 1–2. С. 101–119.

Ермиков В.Д., Пузырев А.А., Сенников И.В. Нижне-среднепалеозойский платформенный складчатый комплекс Горного Алтая // Геология и геофизика. 1979. № 1. С. 9–18.

Журавлев Б.Я., Тевелев Ал.В., Федоров Т.О. и др. Сравнительный анализ девонского и позднепалеозойского вулканических поясов Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центр. Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 168–181.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дисс. на соиск. уч. ст. д.г.-м.н. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Исаев Г.Д., Саев В.И., Краснов В.И. и др. Биостратиграфия нижнедевонских (лохковский и пражский ярусы) юго-востока Западно-Сибирской плиты // Вопросы геологии Сибири. Вып. 2. Томск, 1994. С. 74–94.

Клишевич В. Л., Храмов А. Н. Палеогеодинамическая модель Урало-Тяньшанской складчатой системы для ранней Перми // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 3. С. 381–385.

Кожевников В.М., Зорин Ю.А. Распределение скоростей волн S в коре и верхней мантии Азиатского континента // Физика Земли. 1997. № 7. С. 61–68

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Трахиты, комендиты, и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 257–282

Краснов В.И., Исаев Г.Д., Саев В.И, Новые данные по литостратиграфии палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск, 1988. С. 9–13.

Кунин Н.Я., Потапьев С. В., Шейх-Заде Э.Р. Основные морфоструктуры поверхности верхней мантии Азиатского континента // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 5. С. 34–43

Куренков С. А., Аристов В.А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.

Куренков С. А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490)

Курчавов А.М., В.А.Баскина, М.К.Бахтеев, А.А.Моссаковский. Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов // Геотектоника. 1999. № 1. С. 64–80.

Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И. и др. Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника. 2000. № 4. С. 32–43.

Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С. А., Руженцев С. В. и др. История формирования ордовикских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным и геологическим данным // Теоретические и региональные проблемы геодинамики., 1999. С. 153–180 (Тр. ГИН РАН; вып. 515).

Моссаковский А.А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.

Мухин П.А, Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991. 148 с.

Нагибина М.С. Плюм-тектонические мезозойские структуры Монголи // Геотектоника. 1999. № 4. С. 21–36.

Песковский И.Д. Строение и общие закономерности развития литосферы Западной Сибири. Тюмень: Зап СибНИГРИ, 1986. С. 3–35

Потапов А.А. Основные черты строения земной коры Казахстана // Региональная геология и геофизика Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1987. С. 32–43

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с. Ротараш И.А., Ротараш И.Л., Самыгин С. Г., Гредюшко Е.А. Девонская континен-

тальная активная окраина на юго-западном Алтае // Геотектоника. № 1. 1982. С. 44–60.

Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 5. С. 659–664.

Рязанцев А.В. Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций / Ред. Е.Е. Милановский, А.Б. Вейнмар, Ал.В. Тевелев Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: МГУ, 2001. С. 51–64.

Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника №5. 2008. С. 49–78.

Самыгин С. Г., Руженцев С. В., Поспелов В.И., Моссаковский А.А. Варисская трансформная зона Джунгарии: опыт выделения // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 196–221 (Труды ГИН РАН; вып. 505). Свяжина И. А., Пучков В. И., Иванов К. С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитоной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17–22

Сенников Н.В. Геологические события в палеозое Алтае-Саянской области и их отражение в палеогеографических и седиментационных обстановках и в палеобиотах // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 506–526.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д. и др. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 156–171.

Солоненко В.П. Сейсмология, геофизические поля Монголо-Охотского пояса и проблемы прогноза землетрясений // Геология и геофизика. 1986. Т. 314. № 2. С. 25–34

Сурков В.С., *Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Тевелев Ал.В. Развитие юго-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в позднем палеозое / Ред. Е.Е. Милановский, А.Б. Вейнмар, Ал.В. Тевелев Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: МГУ, .2001. С. 113–125.

Тевелев Ал.В. Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом) // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Т. 2. Мат-лы 34 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. С. 220–223.

Тевелев Ал. В., Кошелева И.А. Позднепалеозойский вулканизм Южно-Токрауской впадины // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 181–193.

Тевелев Ал. В., Кошелева И. А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

Тевелев Ал. В., Кошелева И. А., Попов В.С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4 / Ред. проф. Никишин А.М. М.: Геол. ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Филиппова И. Б., Буш В. А., Диденко А. Н. Среднепалеозойские субдукционные пояса – ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровноскладчатого пояса // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. З. № 6. URL: http://elpub. wdeb.ru/journals/rjes

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношение магматизма и геодинамики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 75–86

Ярмолюк В.В., КоваленкоВ.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б. и др. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. № 5. 1997. С. 18–32.

Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Козловский Е.А. и др. Дайковые пояса в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАПС): геологическое положение и геодинамические приложения // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 485–489

Abraevich A., Van der Voo R., Levashova N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L. Paleomagnetic constrains on the paleogeography and oroclinal bending of the Devonian volcanic arc in Kazakhstan // Tectonophysics. 2007. Vol. 441. P. 67–84.

Alexyutin, M. V., Bachtadse V., Alexeiev, D.V., Nikitina, O.I., Paleomagnetism of the Ordovician and Silurian rocks from the Chu-Yili and Kendyktas mountains, South Kazakhstan. Geophysical Journal International. 2005. Vol. 162. №2. P. 321–325.

Atlas of Geological maps of Central Asia and adjacent areas. Tectonic map. Scale 1:2500000. 2008 / Eds. O. Petrov, Yu. Leonov, Li Tingdong et al. Published by VSEGEI Cartographic factory. 2008

Atlas of paleotectonic and paleogeological-landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia. Scale 1:5000000 / Ed. V.S. Surkov. SNIIGG&MS, Novosibirsk, Petroconsultants s.a., 1995.

Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk. 1993. 122 p.

Collins A.Q., Degtyarev K.E., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Van der Voo R. Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural-Mongolian belt // Tectonophysics. 2003. Vol. 377. P. 229–247.

Dergunov A.B., V. I. Kovalenko, S. V. Ruzhentsev, et al. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London–New York: Taylor Francis Group, 2001. 288 p.

Feng Y., Coleman R.G., Tilton G., Xiao X. Tectonic evolution of the West Junggar region, Xinjang, China // Tectonics. 1989. Vol. 8. № 4. P. 729–752.

Gao J., Long L., Klemd R., et al. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks // International journal of earth sciences. 2008. Vol. 98. № 6. P. 1221–1238

Han B., He G., Wang Sh. Postcollisional mantle-derived magmatism, underplating and implications for basement of the Junggar Basin // Science in Chine series D: Earth Sciences. 1999. Vol. 42. № 2. P. 113–119.

Levashova N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L., Collins A.Q., Collins A.Q., Van der Voo R. Middle Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: post-Middle Devonian rotations in a large-scale orocline in central Ural-Mongolian belt // Tectonophysics, 2003. Vol. 377. P. 249–268.

Levashova N. M., Van der Voo R. Abrajevitch A. V., Bazhenov M. L. Paleomagnetism of mid-Paleozoic subduction-related volcanics from the Chingiz Range in NE Kazakhstan: The evolving paleogeography of the amalgamating Eurasian composite continent // Geol. Soc. Amer. Bull. 2009. Vol. 121. № 3–4. P. 555–573.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University, 1996. P. 486–639.

Van der Voo R., Levashova N.M., Skrinnik L.I., Kara T.V., Bazhenov M.L. Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakh-stan Tectonophysics. 2006. Vol. 426. № 3–4. P. 335–360.

Wang Baoyu., Qiang L., Jianbing L. Geology and tectonics of the West Tianshan mountains along Dushazi-Kuqa highway in Xinjiang // 30-th IGC. Field trip guide T364. CD-ROM. 1996. Geological Pablishing House. 22 p.

ГЛАВА ПЯТАЯ ОРОКЛИНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА КАЗАХСТАНА: ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Наиболее крупными средне–позднепалеозойскими структурами Казахстана являются вулкано-плутонические пояса, имеющие подковообразные очертания. Комплексы этих поясов представлены мощными, преимущественно наземными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами в основном кислого состава, которые с несогласием залегают на более древних докембрийских и нижнепалеозойских образованиях, а также разнообразных гранитоидах (рис. 5.1).

Выделяется несколько разновозрастных вулкано-плутонических поясов, различающих составом, мощностями и площадями распространения вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

Самым древним является силурийский вулканический пояс, сложенный в основном вулканогенно-осадочными породами среднего и средне-основного состава, имеющими изменчивые мощности и занимающими относительно небольшие площади [Дегтярев, Рязанцев, 1993]. Казахстанский девонский вулканический пояс, выделенный А.А. Богдановым [Богданов, 1965], протягивается более чем на 2000 км и сложен мощными наземными нижне-среднедевонскими вулканитами в основном кислого состава.

Силурийский и девонский вулканические пояса с северо-востока, севера, юго-запада и юга обрамляют Джунгаро-Балхашскую варисцийскую складчатую область. В ее строении участвуют мощные флишевые и вулканогенно-обломочные толщи силура – нижнего и низов среднего девона. Эти породы залегают на деформированных островодужных вулканитах, офиолитах, кремнистобазальтовых, кремнистых и олистостромовых комплексах среднего–верхнего ордовика и самых низов силура, которые обнажены в пределах узких сложно построенных зон (Спасской, Тектурмасской, Северо-Балхашской, Агадырской). Предполагается, что силурийско-девонские комплексы Джунгаро-Балхашской области заполняли крупный преддуговой прогиб, формировавшийся перед фронтом вулканических поясов [Рязанцев, 1999]. В тылу вулканических поясов происходило накопление красноцветных терригенных молассовых толщ [Рязанцев, 1987; Тевелев, 2001].

Фамен-турнейские вулканогенные и вулканогенно-осадочные, преимущественно субаквальные, толщи среднего и кислого состава слагают узкий Котырасан-Калмакэмельский вулканический пояс, смещенный по отношению к силурийско-девонским поясам на 150–200 км внутрь Джунгаро-Балхашской области (см. рис. 5.1).



Рис. 5.1. Схема основных средне-позднепалеозойских структур Казахстана и Северного Тянь-Шаня

1 – каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня; 2 – нижне -среднедевонские континентальные эффузивы среднего и кислого состава, гранитоиды; 3 – фамен – нижнекаменноугольные эффузивы среднего и кислого состава; 4 – каменноугольные и пермские континентальные эффузивы среднего и кислого состава, гранитоиды; 5 – терригенно-карбонатные толщи верхнедевонско-нижнекаменноугольного; 6 – каменноугольные и пермские терригенные толщи, 7 – флишевые и вулканогенно-осадочные комплексы герцинид Джунгаро-Балхашской области; 8 – герцинские складчатые сооружения Урала, Иртыш-Зайсанской зоны и Южного Тянь-Шаня; 9 – разрывные нарушения

Цифры в кружках: 1 – Казахстанский девонский вулканический пояс, 2 – Котырасан-Калмакемельский вулканический пояс, 3 – Балхаш-Илийский вулканический пояс, 4 – Валерьяновский вулканический пояс, 4 – Тенизская впадина, 5 – Чу-Сарысуйская впадина

Перед фронтом этого пояса в преддуговом прогибе формировались кремнисто-сланцевые и кремнисто-туфогенные толщи (восточная часть Джунгарского Алатау и Прибалхашья). В тылу возникла серия рифтогенных прогибов (Спасская, Успенская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская и др. зоны) с некомпенсированным черносланцевым и карбонатным осадконакоплением, которое сопровождалось излияниями субщелочных базальтов и формированием стратиформных железо-марганцевых и полиметаллических месторождений (см. рис. 1) [Рязанцев, 1999; Тевелев Ал., 2003]. Развитие самого молодого Балхаш-Илийского вулкано-плутонического пояса охватывает временной интервал от середины визе до конца ранней перми, в течение которого происходило накопление мощных субаэральных вулканических толщ среднего и кислого состава, а также внедрение большого объема гранитоидов. Этот пояс в своих широтном и северо-восточном сегментах смещен относительно девонского пояса внутрь ороклина на 50–200 км и перекрывает флишевые среднепалеозойские комплексы Джунгаро-Балхашской области, а также фаментурнейские комплексы Котырасан-Калмакэмельского вулканического пояса (см. рис. 5.1). Юго-западный и южный отрезки Балхаш-Илийского пояса наложены на вулканиты девонского пояса и подстилающие их каледониды. Преддуговые комплексы каменноугольного возраста представлены туфогенными породами и глинисто-кремнистым флишем, слагающим Саякскую синклиналь. В тылу Балхаш-Илийского пояса в раннем карбоне происходило накопление мелководных морских карбонатных, терригенно-карбонатных и угленосных толщ, а в среднем карбоне – перми – пестроцветных терригенных осадков.

Все вулкано-плутонические пояса сложены дифференцированными вулканическими сериями и гранитоидами І-типа, формирование которых связывают с надсубдукционными обстановками. Субаэральный характер извержений и обилие кислых вулканитов и гранитоидов свидетельствуют о существовании в Казахстане активной окраины андийского типа, развитие которой продолжалось в течение силура – ранней перми. При этом характер распределения на площади преддуговых и тыловых комплексов свидетельствует о сохранении полярности субдукции на протяжении всего этого временного интервала и ее направленности от Джунгаро-Балхашской области в сторону вулканических поясов.

В поздней перми дифференцированные вулканические серии сменяются контрастными щелочными эффузивами, формирование которых происходило после отмирания зоны субдукции [Тевелев, 2001].

Сильно изогнутые – подковообразные очертания вулканических поясов (см. рис. 5.1) привлекали внимание многих исследователей. Некоторые авторы предполагали, что эти очертания являются первичными [Зайцев, 1984; Курчавов, 2001; Тектоника..., 1982], другие считали их следствием ороклинального изгибания первично прямолинейных структур или крупномасштабных смещений по сдвигам [Зоненшайн и др., 1990; Леонов М., 2008; Рязанцев, 2001; Тевелев, 2003; Sengör, Natal'in, 1996]. Однако только на основании данных о геологическом строении вулканических поясов и обрамляющих их структур ответ на вопрос о первичности или вторичности подковообразных очертаний вулканических поясов не может быть получен. Первая попытка изучить природу изгиба вулканических поясов с помощью палеомагнитных исследований была предпринята Д.В. Гришиным с соавторами [1997]. Они получили результаты по нескольким силурийским и девонским разрезам Казахстанского пояса и пришли к выводу, что северная и южная ветви Казахского пояса повернулись друг относительно друга примерно на 90°. Однако эти выводы были основаны на палеомагнитных данных по очень небольшим коллекциям и в большинстве случаев не подтверждены полевыми тестами.

Основной задачей данной работы является реконструкция тектонической эволюции средне-позднепалеозойских вулканических поясов Казахстана по палеомагнитным и геологическим данным. Прежде всего, необходимо выяснить, являются ли подковообразные очертания вулканических поясов первичными или возникшими в результате ороклинального изгибания. В последнем случае возникает еще ряд вопросов, ответы на которые важны для понимания тектонической эволюции Казахстана в среднем-позднем палеозое:

а) каковы были первоначальные очертания вулканических поясов;

б) как они были ориентированы в пространстве;

в) когда начался и когда завершился процесс ороклинального изгибания;

г) какие структуры были вовлечены в процесс ороклинального изгибания;

д) как процесс ороклинального изгибания выражен в структуре вулканических поясов и обрамляющих их областей.

Реконструкция ороклинального изгибания вулканических поясов Казахстана по палеомагнитным данным

Ответ на вопрос о первичности или вторичности подковообразных очертаний вулканических поясов может быть дан на основании палеомагнитных данных. При этом изучение изменений очертания вулканических поясов, очевидно, должно происходить от более молодых этапов их эволюции к более древним. Такой порядок действий обусловлен тем, что склонение, наблюденное в породах какого-либо возраста, является суммой всех вращений исследуемой тектонической единицы. То есть для определения первоначального направления намагниченности в какой-либо структуре определенного возраста необходимо убрать все более молодые вращения.

Средне-позднепалеозойские вулканические пояса Казахстана для удобства описания могут быть разделены на несколько ветвей с различающимися простираниями структур. Восточные ветви поясов располагаются в Чингиз-Тарбагатайском регионе и характеризуются северо-западными простираниями структур, для северных ветвей характерны широтные простирания, для югозападных и южных – северо-западные и запад-северо-западные (см. рис. 5.1).

Палеомагнитные склонения в средне-позднепалеозойских комплексах Казахстана и Тянь-Шаня

Поздняя пермь. К концу пермского периода Сибирская и Восточно-Европейская платформы уже входили в состав единой Евразийской плиты, а все ранее существовавшие океанические бассейны на территории от Урала до Сибири были уже закрыты [напр., Зоненшайн и др., 1990]. В это время палеозоиды Казахстана и Тянь-Шаня могут считаться неподвижными относительно Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Надежные позднепалеозойские палеомагнитные данные для Сибирской платформы в настоящее время отсутствуют. В то же время данных по Восточно-Европейской платформе (ВЕП) достаточно много, и в нашей работе позднепермские результаты по различным районам Казахстана и Северного Тянь-Шаня сравнивались с одновозрастными палеомагнитными (эталонными) полюсами для ВЕП [Torsvik, Cocks, 2005].

Как эталонный полюс мы рассматривали полюс для ВЕП, пересчитанный в район опробования. Соответственно, для каждого участка работ было вычислено эталонное склонение, отличие которого от измеренного склонения характеризует поворот относительно ВЕП. Измеренные склонения были получены или непосредственно по позднепермским породам, или по более древним породам, в которых вторичные компоненты возникли в результате позднепермского перемагничивания (табл. 1).

N⁰	Объект	Lat	Long	BH	пн	N	D°	Ι°	k	α_{95}°	Ссылки
1	Аягуз-А	47.8	80.0	P ₂	П	8	84.9	50.2	107	4.8	[49]
2	Аягуз-Б	47.5	80.6	P ₂	П	8	57.0	47.9	216	3.4	[49]
3	Баканас	48.5	78.2	$P_2 - T_1$	В	5	56.4	70.8	88	4.1	[50]
4	Курбаканас	48.3	78.3	$P_2 - T_1$	В	12	63.5	70.8	65	5.4	[52]
5	Кайнар	49.5	77.0	$P_2 - T_1$	В	28	71.2	68.2	16	7.2	[52]
6	ТокрауА	48.0	75.6	$P_2 - T_1$	В	13	36.0	59.0	86	4.6	[32]
7	ТокрауБ	47.9	75.3	P ₂	П	19	38.8	50.6	68	4.1	[32]
8	Жаксыкон	49.4	68.3	P ₁	В	5	62.0	50.2	44	11.7	[42]
9	Кайракты	51.7	67.8	P ₂	П	18	44.3	56.8	161	2.7	[41]
10	Ишим	52.8	66.5	Р	В	11	52.0	54.8	50	6.7	[42]
11	Киши-Биже	44.4	78.0	P ₂	П	7	322.0	50.7	95	5.7	[58]
12	Койбын-Р	44.2	79.5	P ₂	П	5	337.2	50.8	133	6.7	[58]
13	Шолак	43.2	79.9	P ₂	П	5	28.2	40.3	35	13.2	[58]
14	Богуты	43.6	78.6	P ₂	П	7	332.1	40.4	142	5.1	[58]
15	Басалутау	42.9	79.8	Р	В	4	353.5	55.1	303	5.3	[58]
16	Комерчи	43.1	79.6	Р	В	7	357.9	55.8	38	9.9	[58]
17	Сугаты	43.5	78.6	Р	В	9	352.8	46.4	115	4.8	[58]
18	Толук	41.9	73.5	Р	В	7	24.8	45.3	28	11.5	[40]
19	Тобылгаты	41.7	74.2	Р	В	18	5.0	51.1	49	5.2	[40]
20	Башкир	42.9	71.6	Р	В	11	24.7	49.9	225	3.1	[40]
21	Килемчи	42.0	75.2	P ₂	П	7	30	50	73	6.2	[36]
22	Шамси	42.8	75.4	P ₂	П	19	55	46	72	3.8	[36]
23	Агалатас	43.0	74.9	Р	В	5	69.7	57.3	230	5.1	[33]
24	Георгиевка	43.2	74.9	Р	В	12	35.7	51.3	55	5.9	[33]
25	Жингельды	44.1	74.8	Р	В	13	314.9	43.0	72	4.9	[31]
26	Карасай	44.8	73.8	Р	В	5	26.2	51.3	71	9.1	[42]
27	Мынарал	46.0	73.6	Р	В	5	17.0	63.4	51	10.8	[34]

Таблица 1. Пермские палеомагнитные направления по Казахстанскому вулканическому поясу и прилежащим районам

Пояснения: N – номер направления на рис. 5.2; объект – условное название опробованного объекта; Lat, Long – географические координаты объекта; вн. – возраст выделенной компоненты намагниченности; пн. – природа намагниченности: П – первичная компонента, В – вторичная компонента, приобретенная в результате полного или частичного перемагничивания более древних пород; N –количество сайтов, результаты по которым были использованы при вычислении среднего направления; D – среднее склонение; I – среднее наклонение; k – кучность; a₉₅ – радиус круга доверия [Fisher, 1953]. Все палеомагнитные векторы даны как направления прямой полярности для удобства сравнения с картой (рис. 5.2). Рассмотрим распределение позднепермских склонений вдоль средне-позднепалеозойских вулканических поясов Казахстана. В восточной и северной ветвях поясов повороты позднепермских направлений относительно европейского эталона статистически не значимы (см. табл. 1, рис. 5.2). Единственное исключение составляет результат по позднепермским базальтам и андезитам бакалинской свиты, которые наложены на комплексы восточной ветви Балхаш-Илийского пояса. Были опробованы два разреза в крупной Бериктасской синклинали, расположенные на расстоянии несколько десятков километров друг от друга (см. табл. 1, объекты Аягуз А и Аягуз Б) [Levashova et al., 2003а]. Одно из полученных направлений совпадает с европейским эталоном, а второе повернуто относительно него на 30° по часовой стрелке. Поскольку такой поворот выявлен только на одном участке, его логичнее объяснять локальными причинами, например, присдвиговым вращением, сопряженным со смещениями по проходящему вблизи Чингизскому правому сдвигу [Самыгин, 1974].

Таким образом, можно утверждать, что с поздней перми в восточной и северной частях Казахстана не было региональных поворотов крупных структур относительно ВЕП.



Рис. 5.2. Тектоническая схема Казахстана и распределение вращений, установленных по пермским палеомагнитным данным

1 – докембрийские и раннепалеозойские комплексы; 2 – среднепалеозойские и каменноугольные аккреционные комплексы; 3 – девонский вулканический пояс; 4 – позднепалеозойский (Балхаш-Илийский) вулканический пояс; 5 – позднепалеозойские складчато-надвиговые пояса; 6 – позднепалеозойские впадины; 7 – мезо-кайнозойский чехол; 8 – объекты, не испытавшие поворота; 9 – объекты, испытавшие поворот. Номера объектов соответствуют номерам в таблице 1. Стрелки показывают направление вращения (по отношению к координатной сетке), которое рассчитано как разность между измеренным направлением намагниченности и эталонным европейским направлением В южной и юго-западной ветвях поясов картина более сложная. На рис. 5.2 видно, что пермские склонения на Тянь-Шане и прилежащих к нему частях южного Казахстана и северного Тарима систематически повернуты против часовой стрелки, но при этом углы поворота для одновозрастных данных сильно различаются. Исключением являются данные по небольшому Кендыктасскому блоку, расположенному в пределах юго-западной ветви. Здесь получено несколько результатов, в которых направления пермского перемагничивания повернуты по часовой стрелке или не повернуты вообще (см. рис. 5.2, табл. 1) [Alexyutin et al., 2005a; Alexyutin et al., 2005b; Audibert, Bazhenov, 1992].

Интерпретация этих данных проводилась разными авторами [Bazhenov at al., 1999; Lamb, 2001; Wang et al., 2007]. Наблюденную картину пытались объяснить либо вращением крупных твердых (или почти твердых) блоков, либо распределенными деформациями. Некоторые исследователи предполагали повороты всего Тянь-Шаня [Клишевич, Храмов, 1995] или только Илийского блока, включающего район Джунгарского Алатау и прилежащие части Тянь-Шаня [Wang et al., 2007]. Однако при размерах «повернутых» блоков в сотни и даже тысячи километров, любое их вращение неизбежно должно было привести к огромным растяжениям и сжатиям, «разрывам» протяженных до-позднепалеозойских структур, а также резкому различию измеренных и эталонных палеоширот, что противоречит имеющимся данным [Bazhenov et al., 1999].

Мы в своих работах разных лет [напр., Bazhenov et al., 1999; Wang et al., 2007] объясняли поворот палеомагнитных направлений на Тянь-Шане распределенными сдвиговыми деформациями типа костяшек домино (domino-fashion rotation, [Freund, 1970]) внутри огромной левосдвиговой зоны в конце перми - триасе. При этом надо отметить, что только в идеальном случае углы поворотов отдельных костяшек будут близки. Как показывают результаты моделирования [Cobbold et al., 1989], даже гомогенный субстрат в зоне сдвига распадается на много небольших доменов, и углы поворота отдельных доменов при этом заметно варьируют. Более того, при преобладании знака вращений, согласующегося с приложенными сдвиговыми напряжениями, почти всегда есть небольшие домены с противоположным знаком поворота; возможно, что Кендыктасский блок является как раз таким доменом. Согласно этой модели поворот позднепермских склонений на Тянь-Шане, в прилежащих районах Тарима и Южного Казахстана, включая и южные ветви вулканических поясов Казахстана, определяется существованием здесь в конце перми – начале триаса протяженной зоной распределенных сдвиговых деформаций.

Средний карбон–ранняя пермь. При изучении каменноугольных и всех более древних направлений учитывались позднепермские вращения, в первую очередь на Тянь-Шане и в сопредельных частях Джунгарии и Южного Казахстана. Хотя формирование покровно-складчатой структуры Урала, отделяющего палеозоиды Казахстана и Северного Тянь-Шаня от ВЕП, завершилось в перми, с середины карбона на Урале нет следов океанического бассейна, который мог значительно разделять Казахстан и ВЕП. Нам кажется возможным допустить, что, начиная с этого времени, эти крупные структуры могут рассматриваться как единое целое, а их заметные перемещения друг относительно друга маловероятны [напр., Зоненшайн и др., 1990; Пучков, 2000]. На этом основании правомерно проводить сравнения средне- и позднекаменноугольных полюсов ВЕП с одновозрастными палеомагнитными результатами по Казахстану и Тянь-Шаню (табл. 2, рис. 5.3).

N₂	Объект	Lat	Long	ВП	BH	N	D°	Ι°	k	α_{95}°	Ссылки		
1	Аягуз А	47.8	79.9	P ₂	П	8	84.9	50.2	107	4.8	Levashova et al., 2003a.		
	Аягуз В	47.8	79.9	C ₃ -P ₁	П	15	105.2	50.5	38	6.3	Levashova et al., 2003a.		
	Полюс для	70 Ma)	49.8/16	3.4	54.4	57.3			ΔD=30.5				
	Полюс для	300 Ma	a) 41.6/1	69.2	59.6	49.0			Dc=74.7				
2	Токрау	48.0	75.6	P ₂	В	13	36.0	59.0	86	4.6	Abrajevitch et al., 2008		
	Токрау	48.0	75.6	C ₃ -P ₁	П	18	51.5	40.0	66	4.3	Abrajevitch et al., 2008		
	Полюс для	70 Ma)	49.8/16	3.4	52.6	55.2			ΔD=-16.6				
	Полюс для	(300 M	a) 41.6/	169.2	57.3	46.2			Dc=68.1				
3	Башкир	42.9	71.6	Р	В	11	24.7	49.9	225	3.1	Bazhenov et al., 2003		
	Башкир	42.9	71.6	C ₂	П	9	27.6	28.3	100	5.2	Bazhenov et al., 2003		
	Полюс для	70 Ma)	49.8/16	3.4	48.4	49.5			ΔD=-23.7				
	Полюс для	20 Ma)	34.2/16	8.8	59.7	33.1			Dc=51.3				
4	Койбын	44.3	79.5	Р	П	5	337.2	50.8	133	6.7	Van der Voo et al., 2006		
	Койбын	44.3	79.5	C ₂	П	5	309.9	38.9	31	14.0	Van der Voo et al., 2006		
	Полюс дл	70 Ma)	49.8/16	3.4	52.1	55.1			ΔD=-74.9				
	Полюс для	20 Ma)	34.2/16	8.8	64.5	41.1			Dc=24.8				
5	Сугаты	43.3	78.4	C ₁	П	3	8.6	22.4	45	18.6	Van der Voo et al., 2006		
6	Дунгурма	41.7	74.3	C.	П	14	344.1	31.2	39	6.4	Bazhenov et al., 2003		

Таблица 2. Палеомагнитные данные по каменноугольным породам Казахстанского вулканического пояса и прилежащим районам.

Примечания. № – номер направления на рис. 5.3. ΔD – величина позднепермского поворота; положительные (отрицательные) значения соответствуют вращению по часовой стрелке (против нее); Dc – склонение в каменноугольное время с учетом позднепермского поворота. В строках, начинающихся со слова «Полюс» приведены возраст эталонного полюса, его широта/долгота, а затем склонение и наклонение эталонного направления. Остальные обозначения как в табл. 1.

В северо-восточной ветви Балхаш-Илийского пояса верхнекаменноугольные и верхнепермские породы были опробованы в одном и том же районе (см. рис. 5.3) [Alexyutin et al., 2005a; Levashova et al., 2003a.]. Позднепермское направление (см. табл. 1, объект Аягуз А) повернуто здесь относительно европейского палеомеридиана на 30° по часовой стрелке. Этот угол нужно вычесть из наблюденного позднекаменноугольного склонения (см. табл. 2, объект Аягуз В). Скорректированное каменноугольное склонение на 15° отличается от эталонного (см. табл. 2, объекты Аягуз А, В). Возможно, эта разница является следствием поворота по часовой стрелке, но поскольку величина поворота близка к пределу разрешающей способности палеомагнитного метода, уверенно об этом говорить нельзя.



Рис. 5.3. Каменноугольные палеомагнитные данные по Казахстану Стрелки: палеомагнитные направления каменноугольного времени после вычитания из них пермских вращений. *1* – данные для среднего и позднего карбона, 2 – для раннего карбона. Номера соответствуют номерам в таблице 2. Остальные обозначения см. рис. 5.2

В широтной ветви Балхаш-Илийского пояса в кислых лавах и туфах предположительно позднекаменноугольно-раннепермского возраста [Тевелев, 2001] удалось определить направления как позднепермского перемагничивания, так и первичной компоненты намагниченности (№ 2, рис. 5.3, табл. 2) [Abrajevitch et al., 2008]. Измеренное склонение в этих породах отличается от эталонного всего на 6°, что меньше погрешности данных.

Вдоль южной и юго-западной ветвей пояса в конце пермского – начале триасового периода располагалась зона распределенных сдвиговых деформаций [Wang et al., 2007], поэтому здесь особенно важно для всех до-позднепермских результатов вводить поправку за позднепермские повороты.

На западном окончании Киргизского хребта (в тылу юго-западной ветви Балхаш-Илийского пояса) в красноцветных песчаниках башкирского возраста были выделены и направление позднепермского перемагничивания и первичная компонента намагниченности (№3, см. рис. 5.3, табл. 2) [Bazhenov et al., 2003]. После учета позднепермского поворота склонение первичной компоненты отличается от эталонного всего на 8° (см. табл. 2), что явно в пределах точности метода.

В южной ветви Балхаш-Илийского вулканического пояса в башкирских красноцветных песчаниках и кислых туфах (№4, см. рис. 5.3, табл. 2) были определены направления позднепермского перемагничивания и первичной компоненты намагниченности [Van der Voo et al., 2006]. После учета позднепермского поворота склонение первичной компоненты отличается от эталонного на 40° (см. табл. 2). Следовательно, в интервале 315–270 млн. лет произошел поворот комплексов этого района приблизительно на 40° против часовой стрелки.

Девон. Для раннекаменноугольных и более древних палеомагнитных результатов по складчатым сооружениям Казахстана и Тянь-Шаня сравнение с одновозрастными полюсами по Восточно-Европейская платформе уже не является правомерным. В это время они были разделены Уральским океаническим бассейном. Бассейн имел окраины сложного строения, которые маркировались как энсиматическими островными дугами (Магнитогорская), так и окраинноконтинентальными вулканическими поясами (Валерьяновский) [Белова и др., 2010; Зоненшайн и др., 1990; История..., 1984; Пучков, 2000]. Можно утверждать, что ВЕП с одной стороны и складчатые сооружения Казахстана и Северного Тянь-Шаня с другой, принадлежали к различным плитам, направления и скорость движения которых могли сильно отличаться.

Нижне- и среднедевонские породы были изучены в разных частях Казахстанского пояса, единственный позднедевонский результат получен в тыловой части его юго-западной ветви (табл. 3, объект Жингельды), здесь пришлось вводить поправку за пермские вращения. В северной и северо-восточной ветви пояса систематических позднепермских поворотов не найдено, поэтому здесь нет необходимости корректировать среднепалеозойские склонения.

В восточной ветви пояса на юго-западном склоне хребта Чингиз были изучены нижне-среднедевонские лавы и туфы (рис. 5.4, табл. 3, объект Кайнар), а в Предчингизье – базальты и андезиты дагандалинской свиты живетского возраста (см. рис. 5.4, табл. 3, объект Курбаканас). Наблюденные склонения составляют здесь 148 и 167° соответственно (см. табл. 3) [Levashova et al., 2009].

В северной ветви пояса – в районе города Караганда в позднесилурийских красноцветных песчаниках удалось выделить только единственную синскладчатую компоненту намагниченности, которая вероятнее всего возникла в середине девона (см. рис. 5.4, табл. 3, объект Караганда) [Bazhenov et al., 2011]. Наблюденное склонение составляет здесь 117° (см. табл. 3).

В юго-западной ветви пояса – в Чу-Илийских горах в среднедевонских вулканитах кургашолакской свиты были определены направления позднепермского перемагничивания и первичной намагниченности (см. рис. 5.4, табл. 3, объект Жингельды) [Abrajevitch et al., 2007]. После учета позднепермского вращения среднедевонское склонение составляет 22°.

В тылу юго-западной ветви пояса на южных склонах Киргизского хребта во франских вулканитах аральской свиты была выделена первичная намагниченность, но не найдено позднепермского перемагничивания (см. рис. 5.4, табл. 3, объект Арал) [Bazhenov et al., 2011; Levashova et al., 2007]. Предположительно, позднепермский поворот был здесь приблизительно таким же, как и на объекте Жингельды [Abrajevitch et al., 2007]. Если это допущение верно, то в позднем девоне склонение должно было составлять около 22°.

В нижне-среднедевонских вулканитах и красноцветных песчаниках юго-западной ветви пояса – центральная часть Чу-Илийских гор (см. рис. 5.4) [Ваzhenov et al., 2011] удалось определить направление как позднепермского перемагничивания, так и первичной компоненты намагниченности (см. табл. 3, объект Карасай). После учета позднепермского поворота участка склонение в нижне-среднедевонских породах должно быть около 350° (см. табл. 3).

N₂	объект	Lat	Long	ВП	BH	N	D°	Ι°	k	α_{95}°	Ссылки	
Данные по девонским породам												
5	Жингельды	44.1	74.8	P ₂ (265)	В	13	314.9	43.0	72	4.9	Abrajevitch et al., 2007	
	Жингельды	44.1	74.8	D ₂ (388)	П	13	286.5	46.4	29	7.8	Abrajevitch et al., 2007	
	Полюс	'0 Ma 4					ΔD=-95					
	Полюс	90 Ma 3										
5	Жингельды	44.1	74.8	P ₂ (265)	В	13	314.9	43.0	72	4.9	Abrajevitch et al., 2007	
4	Арал	42.5	73.0	D ₂ (380)	П	15	286.0	56.1	21	8.6	Levashova et al., 2007	
	Полюс	для 27	'0 Ma 4					∆D=-95				
	Полюс	90 Ma 3										
6	Карасай	44.8	73.8	P ₂ (265)	В	5	26.2	51.3	71	9.1	Bazhenov et al., 2011	
	Карасай	44.8	73.8	D ₁₋₂ (402)	П	10	327.5	58.7	22	10.7	Bazhenov et al., 2011	
	Полюс	для 27	'0 Ma 4	9.8/163.4			50.1	52.2			ΔD=-23.9	
	Полюс	с для 4	00 Ma 3	3.1/140.6			104.6	33.8				
7	Караганда	50.0	73.2	S ₁ (420)	D ₂	10	117.2	54.1	16	12.6	Bazhenov et al., 2011	
8	Кайнар	49.5	77.0	D ₁₋₂ (402)	П	18	147.7	60.2	20	8.0	Levashova et al., 2007	
9	Курбаканас	48.3	78.3	D ₂ (388)	П	10	167.0	44.3	41	7.8	Levashova et al., 2007	
Данные по силурийским породам												
1	Каракунгей	48.0	80.7	S ₁₋₂ (425)	П	12	168.0	13.2	28	8.4	Levashova et al., 2007	
2	Баканас	48.5	78.2	S ₁ (433)	П	12	216.5	-2.8	12	13.3	Levashova et al., 2003b	
3	Дуланкара	43.8	75.5	S ₁ (433)	П	7	349.2	23.1	20	13.8	Alexyutin et al., 2005b	

Таблица 3. Палеомагнитные данные по девонским и силурийским породам Казахстанского вулканического пояса и прилежащим районам.

Пояснения: № – номер направления на рис. 5.4. Остальные обозначения как в табл. 1.

Силур. Так как в северной и северо-восточной ветвях пояса не найдено заметных различий между позднепермские вторичными и эталонными направлениями, то вводить какие-либо поправки в склонения нет необходимости. По силурийским породам северо-восточной ветви пояса было получено два результата. В юго-западной части хребта Чингиз в нижнесилурийских андезитах и базальтах (см. рис. 5.4, табл. 3, объект Баканас) наблюденное склонение составляет 216° (см. табл. 3) [Levashova et al., 2003b].



Рис. 5.4. Среднепалеозойские палеомагнитные направления для территории Казахстане

1 – силурийские и 2 –девонские палеомагнитные направления после вычитания из них пермских вращений; данные пронумерованы как в табл. 3. Остальные обозначения см. рис. 2

Юго-восточнее в горах Каракунгей (хребет Тарбагатай) наблюденное склонение первичной компоненты составляет 168° в андезитах венлокского возраста (см. рис. 5.4, табл. 3, объект Каракунгей) [Levashova et al., 2009]. Недалеко от этого места в верхнепермских вулканитах (см. табл. 1, объект Аягуз Б) получен палеомагнитный результат, зафиксировавший отсутствие поворота относительно эталонного направления.

В юго-западной ветви пояса – Чу-Илийские горы наблюденное первичное склонение составляет 349° в раннесилурийских красноцветных песчаниках и алевролитах (см. рис. 5.4, табл. 3, объект Дуланкара) [Alexyutin et al., 2005а]. В этом блоке также не найдено систематических позднепермских вращений, поэтому нет необходимости вводить поправки в склонения.

Интерпретация палеомагнитных склонений

Согласно модели центрального осевого диполя, все палеомагнитные векторы в момент формирования пород должны быть направлены на северный полюс (т.е., иметь нулевое склонение). Учитывая относительно небольшие размеры Казахстанско-Тяньшаньского региона, можно принять, что первоначально все одновозрастные палеомагнитные направления были параллельны. В этом случае большие различия в палеомагнитных склонениях (см. ссылки в табл. 1–3) могут быть связаны только с тектоническими движениями, произошедшими после формирования пород соответствующего возраста. В юго-западной ветви силурийского вулканического пояса единственное направление. полученное для этого возраста, направлено почти точно на север (см. табл. 3). В северо-восточной ветви пояса было получено два силурийских палеомагнитных склонения, 216 и 168°, что в среднем составляет 192° (см. рис. 5.4, табл. 3, объекты Баканас и Каракунгей). Таким образом, в юго-западной ветви пояса силурийское направление намагниченности направлено на север, а в северо-восточной – на юг, следовательно, поворот северо-восточной ветви пояса относительно юго-западной составляет 180-190°. Простирания ветвей пояса в современной структуре различаются примерно на этот же угол (см. рис. 5.4). Так как в силурийское время направления намагниченности во всех частях пояса были параллельны и направлены на север, то для реконструкции первичных очертаний нужно повернуть северо-восточную ветвь пояса относительно юго-западной на 180–190° (рис. 5.5а). После выполнения этой операции получается, что в силуре-начале девона простирания обеих ветвей пояса были примерно одинаковы, пояс был почти прямолинейным, а его изгибание еще не началось (см. рис. 5.5б).

В южной и юго-западной ветвях Казахстанского пояса девонские направления указывают приблизительно на север, а в северо-восточной ветви составляют 148 и 167° – в среднем около 160° (см. рис. 5.4, табл. 3, объекты Кайнар и Курбаканас). Средний поворот северо-восточной ветви пояса относительно юго-западной составляет примерно 155–160° (см. рис. 5.4) [Levashova et al., 2009], что примерно на 30° меньше различия в простираниях юго-западной и северо-восточной ветвей пояса. На этом основании можно предположить, что в среднем девоне северо-восточная ветвь пояса уже повернулась относительно юго-западной на 30°, и, следовательно, изгибание Казахстанского девонского вулканического пояса началось ранее. При этом необходимо отметить, что количество палеомагнитных данных для силура и раннего–среднего девона невелико, а различия внутри одновозрастных данных значительны, поэтому этот вопрос требует дальнейших исследований.

В юго-западных ветвях вулканических поясов все среднепалеозойские склонения, после вычета позднепермских поворотов, направлены на север или почти на север. Это позволяет утверждать, что в силуре и девоне эти ветви поясов имели северо-западные, т.е., близкие к современному, простирания. Учитывая прямолинейные или почти прямолинейные очертания вулканических поясов в позднем силуре – начале девона, можно заключить, что эти пояса в целом имели северо-западные простирания 300–320° (см. рис. 5.56) [Abrajevitch et al., 2007].

Анализ средне-позднекаменноугольных направлений, полученных в различных ветвях Балхаш-Илийского пояса, показывает, что, начиная с конца карбона, значительных поворотов одной ветви пояса относительно другой не происходило (см. табл. 2). Следовательно, ороклинальное изгибание вулканических поясов происходило примерно с начала среднего девона до конца среднего карбона, причем основное изгибание произошло в позднем девоне–раннем карбоне.

Только в восточной части юго-западной ветви Балхаш-Илийского пояса выявлен значительный, приблизительно на 40° против часовой стрелки, поворот позднекаменноугольного вектора (№ 4, табл. 2). Интересно, что здесь простирания почти широтные, тогда как далее к западу они становятся северо-западными



Рис. 5.5. Реконструкция Казахстанского ороклина (по [*Abrajevitch* et al.,2008], с изменениями)

Залитые квадраты – объекты исследования, пронумерованные как на рис. 5.4 и в табл. 3. Среднепалеозойские (без разбивки по возрасту) палеомагнитные направления (черные стрелки 2) показаны для современных очертаний вулканического пояса (a) и после распрямления структур (δ); среднепалеозойские данные исправлены за позднепермские вращения, как объяснено в тексте. Открытые стрелки (2) обозначают направление субдукции [Рязанцев, 2001]. Жирные штриховые линии обозначают ветви пояса, путем вращения которых сделана реконструкция; ЮЗ, Ш, СВ – юго-западная, широтная и северо-восточная ветви, соответственно (см. рис. 5.3). Изменение простираний основных структур составляет примерно 40°, что совпадает с величиной поворота каменноугольного вектора. Можно предположить, что изменения простираний южной ветви пояса относительно юго-западной, которые произошли примерно на границе карбона и перми, не связаны с общим изгибанием ороклина. Возможно, этот частный поворот связан с окончательным закрытием Туркестанского океана во второй половине карбона и коллизией структур Казахстана с Таримской платформой [Биске, 1995].

В пермское время конфигурация Казахстанского ороклина оставалась почти неизменной. Следует еще раз подчеркнуть, что согласно нашим данным [Bazhenov, 1999; Torsvik, Cocks, 2006] в конце перми – начале триаса вдоль Тянь-Шаня, в прилежащих районах Таримской платформы и Южного Казахстана проходила протяженная зона распределенных сдвиговых деформаций, которые не изменили генеральных простираний структур, но привели к множественным поворотам мелких блоков. В это же время Казахстанский ороклин был нарушен серией крупных сдвигов [Читалин, 1991; Chitalin, 1996]. Наибольшее значение имели гигантскоамплитудные (протяженностью 800–2000 км и амплитудой смещения 60–100 км – Центрально-Казахстанский, Чингизский, Талассо-Ферганский) и крупноамплитудные (протяженностью 140–300 км и амплитудой смещения 10–20 км – Байдаулетовский, Джалаир-Найманский и др.) сдвиги. Вероятно, в результате смещения по сдвигам произошло дополнительное поперечное сокращение Казахстанского ороклина [Читалин, 1991; Allen et al., 1995].

Геологические свидетельства изгибания средне-позднепалеозойских вулканических поясов Казахстана

Ороклинальные изгибы различных по размерам дугообразных структур сейчас доказаны во многих регионах: на Памире [Bazhenov, Burtman, 1986], Андах [Lamb, 2001; Roperch, Carlier, 1992], на северо-западе Испании [Weil et al., 2001], в Скалистых Горах [Schwartz, Van der Voo, 1984], на Малом Кавказе [Bazhenov, Burtman, 2002]. В первом приближении ороклины по ряду призна-ков делятся на два типа.

Ороклины первого типа имеют размеры несколько сотен километров, четко обрисованы системой складок и разломов, в основном надвигов, которые возникли в ходе изгибания, граница с внешним обрамлением достаточно резкая и обычно совпадает с крупным разломом, вкрест ороклина деформация убывает изнутри наружу. Примерами могут быть дуги Памира и пояса Айдахо-Вайоминга в Скалистых Горах, формирование которых связывают с деформациями верхних горизонтов коры (thin-skinned tectonics) [Marshak, 1988]. Ороклины второго типа характеризуются размерами до первых тысяч километров, они обрисованы общей зональностью, а соответствия простираний отдельных складок и разломов с генеральными простираниями не всегда проявлены. Четкие границы ороклина зачастую отсутствуют, а в процессы деформации может быть вовлечен весь объем коры. Наиболее изученной структурой такого типа является Боливийский ороклин в Андах [Lamb, 2001; Roperch, Carlier, 1992]. В некоторых ороклинах, например, в дуге Малого Кавказа [Bazhenov, Burtman, 2002], совмещены признаки обоих типов (дуга).

Казахстанский ороклин, очевидно, относится ко второму типу. Протяженность структур, вовлеченных в изгибание, превышает 2000 км. В процесс изгибания

были вовлечены как каледониды Казахстана, которые маркируются Девонским вулканическим поясом, так и герциниды Джунгаро-Балхашской области. Так как в каледонидах средне-верхнепалеозойские комплексы несогласно перекрывают более древние образования, а не отделены от них разрывными нарушения, то ороклинальному изгибанию в той или иной степени подвергаются все комплексы, участвующие в строении каледонской части Казахстана. Внешнюю границу области, вовлеченной в изгибание, четко определить не представляется возможным. На основании имеющихся данных можно лишь утверждать, что отделенные от каледонид Казахстана сутурами варисциды Южного Тянь-Шаня, Урала и Иртыш-Зайсанской зоны не подверглись ороклинальному изгибанию. Внутренняя граница области ороклинального изгибания, также не ясна, так как все структурные элементы герцинид Джунгаро-Балхашской области в разной степени подверглись деформациям в горизонтальной плоскости.

Таким образом, Казахстанский ороклин имеет протяженность более 2000 км при ширине до 1000 км, а деформациями, вероятно, была затронута вся земная кора этого региона. Ясно, что более убедительного обоснования этой модели нужны новые палеомагнитные данные, особенно по среднепалеозойским породам каледонид Казахстана.

Возможные механизмы формирования Казахстанского ороклина

Формирование ороклинов может быть связано с различными механизмами крупномасштабных изгибов в горизонтальной плоскости, среди которых могут быть выделены две группы.

Первая группа включает различные варианты поперечного изгиба в горизонтальной плоскости. В этих случаях во внутренней части будущего ороклина присутствует жесткий блок (индентор), при движении которого в сторону обрамляющих структур, сложенных более пластичными комплексами, происходит их ороклинальное изгибание. При этом существуют варианты формирования ороклинального изгиба как при прямолинейном движении индентора, так и при его движении с вращением [Копп, 1997]. В этих случаях степень деформации уменьшается и омолаживается в направлении внешней границы ороклина, который отделен от обрамляющих структур крупными разломами. Однако никаких признаков существования жесткого блока во внутренней части Казахстанского ороклина нет. Это положение занимает герцинская Джунгаро-Балхашская область, в сторону которой происходит омоложение деформаций. Кроме того, наличие индентора несовместимо с длительным существованием зоны субдукции, с которой связано формирование средне-позднепалеозойских вулканических поясов Казахстана.

Вторая группа объединяет варианты продольного изгиба в горизонтальной плоскости. При этом происходит изгибание вязко-пластичных изначально прямолинейных структур, а направление сжимающих усилий близко к их первичному простиранию. В этом случае внешние части формирующегося ороклина будут испытывать растяжение, а внутренние – сжатие¹.

¹Возможен и третий вариант, когда горные массы испытывают объемное (3D) латеральное течение с образованием дугообразных изгибов и внутренней структуры типа «матрешки», рассредоточенных в пространстве сдвиговых зон и диффузного сдвига во внутренней части деформируемого массива пород. Такие варианты рассмотрены в гл. 2, 6 и 7 этой книги. (Прим. редактора.).

На основании анализа структуры палеозоид Казахстана можно предполагать, что именно продольный изгиб в горизонтальной плоскости является наиболее вероятным механизмом формирования Казахстанского ороклина [Abrajevitch et al., 2007]. В первом приближении это подтверждается геологическими данными для позднего девона и карбона (рис. 5.6, 7). Во внешних частях ороклина в конце девона – начале карбона возникают системы небольших рифтов, а в целом господствует морское осадконакопление, свидетельствующее об общем погружении и растяжении; во второй половине карбона возникают обширные бассейны с терригенным осадконакоплением (см. рис. 5.6а). Характерной особенностью являются резкие различия структуры средне-верхнепалеозойских комплексов внешней и внутренней частей ороклина. Так, девонско-каменноугольные толщи во внешней – каледонской части ороклина имеют достаточно простую складчатую структуру, для которой характерны в основном брахиморфные крупные складки с залеганием пластов на крыльях не более 30–40°. На-



Рис. 5.6. Структуры растяжения и сжатия во внешней и внутренней частях Казахстанского ороклина

1-3 – вулканические пояса: 1 – ранне-среднедевонский, 2 – позднедевонско-раннекаменноугольный, 3 – позднепалеозойский; 4 – каледониды; 5-7 – области проявления герцинских деформаций во внутренней части ороклина: 5 – тельбесских (середина среднего девона), 6 – саурских (середина раннего карбона), 7 – саякских (середина перми); 8 – деформированные офиолитовые сутуры во внутренней части ороклина; 9-11 – структуры растяжения во внешней части ороклина: 9 – рифтогенные структуры позднего девона–раннего карбона, 10 – области накопления позднедевонско-раннекаменноугольного терригенно-карбонатного субплатформенного чехла, 11 – позднепалеозойские наложенные впадины; 12 – герциниды Южного Тянь-Шаня и Иртыш-Зайсанской зоны; 13 – наиболее крупные сдвиги; 14 - a) крупные надвиги и сдвиги, δ) прочие разрывные нарушения



Рис. 5.7. Схематические реконструкции основных этапов формирования Казахстанского ороклина

А – ранний-средний девон, Б – поздний девон-начало карбона, В – ранний карбон (визейский – серпуховской ярусы), Г – середина перми, Д – конец перми-начало триаса

1–3 – вулканические пояса: 1 – ранне-среднедевонский, 2 – позднедевонско-раннекаменноугольный, 3 – позднепалеозойский; 4 – рифтовый пояс; 5 – преддуговые прогибы, 6 – аккреционные призмы; 7 – наложенные впадины; 8 – каледониды; 9–11 – области проявления герцинских деформаций: 9 – в середине девона (тельбесские), 10 – в середине раннего карбона (саурские), 11 – в середине перми (саякские); 12 – наиболее крупные сдвиги

оборот, структура внутренней – герцинской части сформировалась в результате нескольких фаз деформаций в течение среднего девона – позднего палеозоя (см. рис. 5.6б). При этом деформации каждой последующей фазы накладывались на структуры предыдущих, значительно их усложняя. Однако, учитывая, что комплексы Джунгаро-Балхашской области очень сильно различаются по своим свойствам, то и распределение деформаций было крайне неоднородным. При этом сравнительно небольшие участки очень интенсивных деформаций могут соседствовать с разными по размеру почти недеформированными блоками. Именно такое происхождение могут иметь «зоны смятия», характерные для герцинид Казахстана.

Ороклинальное изгибание и зона субдукции

При реконструкции формирования Казахстанского ороклина необходимо учитывать, что заложение и эволюция средне-позднепалеозойских вулканических поясов Казахстана происходило в пределах активной континентальной окраины над зоной субдукции. При этом одновозрастные вулканогенно-осадочные и флишевые толщи большей части Джунгаро-Балхашской области, располагающейся во внутренней части ороклина, могут рассматриваться в качестве комплексов крупного преддугового прогиба. Такое расположение одновозрастных комплексов позволяет предположить, что зона субдукции погружалась под внешние части ороклина со стороны внутренних [Рязанцев, 1999].

В большинстве случаев современные зоны субдукции в плане можно рассматривать как дугу малого круга, причем субдукция направлена внутрь этой дуги. Обратное соотношение возникает, в частности, если очертания зоны субдукции обусловлены жестким краем надвигающейся плиты. Характерный пример – Боливийский ороклин на западе Южной Америки. Однако и в этом случае кривизна «обратно» ориентированной зоны субдукции не бывает очень большой.

Можно предположить, что в случае значительного ороклинального изгибания зоны субдукции в «обратную» сторону в какой-то момент старая зона субдукции окажется заблокированной, а новая «перескочит» внутрь ороклина, чтобы иметь энергетически более выгодную форму с меньшей кривизной. Известно также, что субдуцируемая плита должна достичь определенной глубины для того, чтобы из нее началось выплавление магмы, которой в свою очередь требуется время, чтобы достичь поверхности. Оценки показывают, что вулканизм возобновится на новом месте через несколько миллионов лет (напр., [Щипанский, 2008], и ссылки в этой работе).

В Казахстане зона субдукции испытала значительные ороклинальные изгибания именно в «обратную» сторону, что приводило к неоднократному ее перескоку внутрь ороклина и заложению нового вулканического пояса.

Ороклинальное изгибание вулканических поясов и тектоническая эволюция палеозоид Казахстана

Рассмотрим более подробно основные этапы ороклинального изгибания вулканических поясов, предполагаемые по палеомагнитным данным, и их связь со средне-позднепалеозойской тектонической эволюцией палеозоид Казахстана (см. рис. 5.7).

Силур. В конце ордовика в каледонской части Казахстана и на северном Тянь-Шане возник крупный блок с континентальной и переходной (Бощекуль-Чингизкая область) корой, на границе которого с Джунгаро-Балхашской герцинской областью после небольшого перерыва (ранний лландовери) заложен вулканический пояс. Основной этап вулканической активности этого пояса приходится на вторую половину лландовери-венлока, локально вулканические проявления отмечены и в позднем силуре. При этом в Бощекуль-Чингизской области происходило формирование в основном субаэральных андезит-андезибазальтовых серий, а в западной части Казахстана субаквальных андезитриолитовых толш. Характерными особенностями силурийских вулканических комплексов являются их небольшие мощности и площади распространения [Koren et al., 2003]. Этот вулканический пояс по палеомагнитным данным имел прямолинейные очертания с простиранием C3 300-320° (см. рис. 5.5; 5.5а). Северо-восточнее в преддуговом прогибе (Джунгаро-Балхашская область) в силуре происходило накопление мощных флишевых толщ, в разрезе которых на некоторых уровнях отмечаются прослои пепловых туфов [Koren et al., 2003].

Ранний девон-начало живета. Наиболее крупный Казахстанский девонский вулканический пояс в целом наследует местоположение силурийского (рис. 5.7а, б), но отличается от последнего большой мощностью вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и их распространением в пределах всей каледонской части Казахстана. Заложение пояса произошло во второй половине лохковского века, а максимум вулканической активности приходится на эмское время и первую половину эйфельского времени [Щеголева и др., 1993].

В Джунгаро-Балхашской области в течение этого времени продолжается накопление флишевых и вулканогенно-осадочных толщ, которые, как правило, без видимого несогласия перекрывают силурийские комплексы. Только в краевой части этой области (Актау-Джунгарский массив) отмечается резко несогласное залегание девонских флишевых толщ на докембрийских и нижнепалеозойских образованиях.

Когда началось ороклинальное изгибание? Выше уже отмечалось, что силурийские склонения в юго-западной и северо-восточной ветвях пояса различаются на 180–190°, а в раннем девоне–начале среднего девона – уже меньше, примерно на 160°, что можно рассматривать как свидетельство начала изгибания. Однако данных немного, а различия между одновозрастными результатами заметны, так что этот аргумент не полностью убедителен. С другой стороны, мы связываем тельбесскую складчатость в середине живета с блокировкой зоны субдукции за счет ее изгиба в «обратную» сторону (см. следующий раздел), и, следовательно, к этому времени изгибание должно было уже «зайти далеко». Предположительно можно принять, что изгибание началось примерно на границе раннего и среднего девона, но для более обоснованной датировки нужны дополнительные исследования.

Поздний живет-фран. В середине живетского времени в северо-западной части Джунгаро-Балхашской области отмечаются первые проявления деформаций, выделяемые как тельбесская фаза складчатости. Она проявлена как в варисцийских структурах (западная часть Нуринского, Успенский и Жаман-Сарысуйский синклинории), так и пределах северо-западной части Актау-Джунгарского сиалического массива. В результате этих процессов были дислоцированы силурийско-раннеживетские флишевые комплексы, которые в дальнейшем с несогласием были перекрыты континентальными вулканитами верхов живета-франа [Тевелев и др., 2003]. Во внутренней части Джунгаро-Балхашской области комплексы этого возраста представлены флишоидными терригенными толщами, накопление которых происходило в преддуговом прогибе.

Деформации тельбесской фазы связываются нами с ороклинальным изгибанием девонского вулканического пояса, в ходе которого широтная и северо-восточная ветви этого пояса поворачивались относительно юго-западной. При таком вращении произошла частичная блокировка зоны субдукции и ее последующий перескок во внутреннюю часть ороклина, что сопровождалось проградацией вулканического пояса в пределы краевой части преддугового прогиба (см. рис. 5.76).

В течение второй половины живета-франа ороклинальное изгибание продолжалось, в то время как вулканизм в поясе завершился в основном в начале франа. К концу франа девонский вулканический пояс полностью отмирает.

Фамен–ранний визе. Палеомагнитных данных для этого временного интервала нет, поэтому предположения о связи процессов ороклинального изгибания и особенностей тектонической эволюции могут быть сделаны только на основании данных о структуре и составе комплексов этого возраста. В начале фамена происходит перескок зоны субдукции и заложение нового, Котырасан-Калмакэмельского вулканического пояса, который смещен по отношению к Казахстанскому девонскому на 150–200 км внутрь Джунгаро-Балхашской области (см. рис. 5.1).

Внешняя часть ороклина, распложенная в тылу Котырасан-Калмакэмельского пояса, в это время испытывает общее опускание, которое маркируется переходом от континентальных обстановок к морским с накоплением мелководных карбонатных осадков. На фоне общего опускания в северной и северо-западной частях Джунгаро-Балхашской области в фамене-турне происходит раскрытие серии рифтогенных прогибов (Спасская, Успенская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская и др. зоны) с некомпенсированным карбонатно-черносланцевым осадконакоплением, которое сопровождалось излияниями субщелочных базальтов и формированием стратиформных железо-марганцевых и полиметаллических месторождений [Тевелев и др., 2003; Веймарн и др., 2005; Зоненшайн и др., 1990]. Эти прогибы являются частью более крупного Тениз-Балхашского рифтового пояса, к которому также относятся грабенообразные структуры Сарысу-Тенизского водораздела, заложенные на каледонском основании [Кабанов и др., 1993]. Отличительной чертой грабенов Сарысу-Тенизского водораздела являлось компенсированное мелководное карбонатное осадконакопление с контрастным распределением мощностей осадков (от 600-1000 до 2500-4000 м), но изредка мелководные отложения расслаиваются пачками глубоководных осадков.

Все эти структуры формируются в результате процессов растяжения, которые приурочены к внешней части Казахстанского ороклина. Особое внимание следует обратить на положение Сарысу-Тенизского водораздела, который находится в районе наиболее резкой (более 90°) смены простираний с северо-западных на широтные. Причем эта смена простираний не сопровождается сдвигами или другими крупными разрывными нарушениями. Поэтому именно к Сарысу-Тенизскому водоразделу приурочены наиболее значительные растяжения во внешней части ороклина.

В начале визе карбонатное и черносланцевое осадконакопление как в рифтогенных прогибах, так и за их пределами сменяется терригенным угленосным, а вулканизм в Котырасан-Калмакэмельском поясе прекращается.

Самым значительным событием раннекаменноугольной эволюции была саурская фаза герцинских деформаций, относящаяся к середине визе и проявившаяся в пределах Джунгаро-Балхашской области, располагавшейся во внутренней части Казахстанского ороклина. В результате этих деформаций происходит отмирание Котырасан-Калмакэмельского пояса, замыкаются рифтогенные прогибы, а более древние складчатые структуры испытывают дугообразные (Жаман-Сарысуйский синклинорий) и сигмоидальные (Северо-Балхашская сигмоида) изгибания. Причиной этих процессов являлось продолжающееся ороклинальное изгибание, с которым связно сжатие во внутренней части ороклина (см. рис. 5.7в).

Поздний визе-серпухов – граница карбона и перми. После саурской фазы и отмирания Котырасан-Калмакэмельского пояса в середине визе происходит заложение Балхаш-Илийского вулканического пояса, развитие которого происходило до конца ранней перми [Сальменова, Кошкин, 1990]. Балхаш-Илийский вулканический пояс в своих широтной и северо-восточной ветвях смещен относительно девонского пояса внутрь ороклина на 50–200 км и перекрывает флишевые среднепалеозойские комплексы Джунгаро-Балхашской области. Юго-западный и южный ветви этого пояса наложены на девонские континентальные вулканиты и подстилающие их каледониды. В то же время относительно Котырасан-Калмакэмельского пояса Балхаш-Илийский не испытал существенных смещений, и большая последнего часть располагается в тылу фамен-турнейского пояса.

Эти события могут быть объяснены продолжающимся ороклинальным изгибанием, блокировкой более древней зоны субдукции и ее повторным перескоком. Но более вероятно, что в результате продолжающегося сближения крыльев ороклина происходит плавный откат зоны субдукции и выполаживание угла наклона субдуцируемой плиты, в результате чего вулканический фронт расширяется и несколько смещается далее внутрь петли (см. рис. 5.7г)

Палеомагнитные данные для карбона, как уже отмечалось ранее, на большей части рассматриваемого региона указывают на почти полное завершение изгибания Казахстанского ороклина к концу этого периода (см. рис. 5.3). Верхнекаменноугольные и нижнепермские морские отложения присутствуют только в центральной части Джунгаро-Балхашской области (Саякская синклиналь), где проявлена саякская фаза деформаций (граница ранней и поздней перми). Эти деформации могут быть связаны с полным смыканием ветвей ороклина на конечной стадии изгибания. Предполагавшееся выше вращение самой югозападной и южной ветвей ороклина в ранней перми также «способствовало» окончательному завершению деформаций в горизонтальной плоскости.

Таким образом, в отличие от Казахстанского девонского и Котырасан-Калмакэмельского фамен-турнейского вулканических поясов, подковообразные очертания Балхаш-Илийского пояса лишь в очень малой степени связаны с ороклинальным изгибанием, и, вероятно, являются поверхностным отпечатком зоны магмогенерации.

Во внешней части ороклина за пределами Балхаш-Илийского пояса накопление морских осадков сменяется континентальным, которое приурочено к отдельным впадинам – Чу-Сарысуйской и Тенизской (см. рис. 5.7г). Несмотря на эту перемену, можно считать, что общее растяжение продолжало господствовать в этой части ороклина.

Пермь–мезозой. К этому времени ороклинальное изгибание полностью завершилось (рис. 5.7д). В поздней перми пределах нескольких впадин Балхаш-Илийского пояса вновь проявился базальт-трахриолитовый вулканизм, состав которого позволяет предполагать его связь с процессами растяжения. В конце перми–начале мезозоя Казахстанский ороклин был нарушен крупными сдвигами северо-западного и субширотного простираний, в результате которого произошло его дополнительное сокращение [Читалин, 1991; Allen et al., 1995; Chitalin, 1996].

Заключение

Анализ палеомагнитных данных по среднему и позднему палеозою Казахстана (без его приуральской части) привел нас к выводу, что подковообразные очертания девонского Казахстанского и фамен-турнейского Котырасан-Калмакэмельского вулканических поясов возникли в результате ороклинального изгибания изначально почти прямолинейной структуры в девоне и первой половине карбона. Особенностью позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканического пояса является первичность его сильно изогнутых в плане очертаний. Показано, что основные особенности средне-позднепалеозойской эволюции Казахстана: латеральная миграция вулканизма, распределение складчатых деформаций по площади, возникновение зон растяжения и сжатия и т. д. могут быть увязаны с процессом изгибания. Описанная модель эволюции Казахстана обеспечивает достаточно полное согласование геологических и палеомагнитных данных с начала среднего палеозоя. В то же время остается много не ясных вопросов и проблем, некоторые из них сформулированы ниже:

1). Самым важным представляется вопрос о том, с чем связано ороклинальное изгибание первично прямолинейных структур Казахстана? Ранее было высказано предположение о связи ороклинального изгибания вулканических поясов Казахстана в результате косо-вращательного сближения Сибирского и Таримского кратонов [Abrajevitch et al., 2008]. К сожалению, в настоящее время данную модель проверить нельзя – именно для среднего и позднего палеозоя для этих кратонов крайне мало палеомагнитных данных [Levashova et al., 2009].

2). Палеомагнитная основа и ее геологическое «наполнение» для силур-ранневизейского интервала эволюции вулканических поясов Казахстана взаимно увязаны, но предлагаемый сценарий для позднепалеозойского Балхаш-Илийского пояса является гипотезой. Надо отметить, что нам неизвестны надежные геохимические, в особенности изотопные, данные по вулканитам пояса, что могло бы уточнить тектоническую позицию вулканизма. Надежные определения абсолютного возраста вулканитов отсутствуют, а датировки гранитоидных интрузий крайне немногочисленны. Все возрасты вулканитов основаны на палеофлористических комплексах, которые характеризуют стык нескольких палеофлористических провинций [Сальменова, Кошкин, 1990]. Как следствие, возрасты пород имеют невысокую точность, а разрезы, где есть несколько определений возраста для разных горизонтов, крайне мало [Ляпичев и др., 1993]. Поэтому большинство возрастов, в том числе и данные, использованные нами, основаны на корреляциях удаленных разрезов наземных вулканитов, имеющих лишь общее сходство, хотя ранее было показано автономное развитие отдельных центров вулканизма [Коптева, 1974]. Не исключено, что трудности в объяснении эволюции Балхаш-Илийского пояса могут исчезнуть, когда будут получены более надежные возраста.

3). Предложенная модель формирования Казахстанского ороклина, которая увязана с тектонической эволюцией этого региона, соответствует теории тектоники плит. В то же время формирование огромного складчато-надвигового пояса объясняется без традиционных для этой концепции коллизионных событий типа дуга–континент. Предполагается, что происходила сложная и достаточно медленная автономная деформация крупного гетерогенного блока, протяженность которого значительно превышала его ширину.

Литература

Баженов М.Л., Левашова Н.М. Амплитуда вековых вариаций направления геомагнитного поля в верхнедевонских вулканитах Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2011. В печати.

Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.

Биске Г.С. Геотектоника, Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахстанского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С. 31–39 Богданов А.А. Тектоническое положение палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40. С. 40–68.

Веймарн А.Б., Дегтярев К.Е., Тевелев А.В. Позднедевонские плюмтектонические и плейттектонические процессы в Казахстане / Ред. С.В. Руженцев, К.Е. Дегтярев. Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 87–99.

Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Проблемы геологии орогенного силура и структуры с непрерывными разрезами в каледонидах Казахстана / Ред. Е.Е. Милановский. Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 64–82.

Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярёв К.Е., Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.

Зайцев Ю.А. Эволюция геосиклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 328 с. Т. 2. 334 с.

История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии им. А.П. Ширшова АН СССР, 1984. 196 с.

Кабанов Ю.Ф., Вишневский Л.Е., Воронцова Т.Н., Щеголева Л.А. Среднепалеозойско – раннемезозойский Тениз-Балхашский рифтовый пояс (Центральный Казахстан) / Ред. Е.Е. Милановский. Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука. 1993. С. 127–147.

Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Палеогеодинамическая модель Урало-Тяньшаньской складчатой системы для ранней перми // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 2. С. 381–385.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе, М.: Научный Мир, 1997. 314 с.

Коптева В.В. Позднепалеозойские вулкано-плутонические структуры Северного Прибалхашья. М.: Наука, 1974. 164 с.

Курчавов А.М. Геодинамическая обстановка проявления девонского континентального магматизма Казахстана и юга Западной Сибири / Ред. Е.Е. Милановский, А.Б. Вейнмар, Ал.В. Тевелев. Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: МГУ, 2001. С. 65–72

Леонов М.Г. Горизонтальные протрузии в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008. № 5. С. 3–36.

Ляпичев Г.Ф., Сейтмуратова Э.Ю., Е.И. Тимофеева, Гоганова Л.А., Основные проблемы стратиграфии континентальных вулканогенных образований позднего палеозоя Центрального Казахстана / Ред. Е.Е. Милановский. Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 157–169.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 5. С. 659–663.

Рязанцев А.В. Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций / Ред. Е.Е. Милановский, А.Б. Вейнмар, Ал.В. Тевелев. Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: МГУ, 2001. С. 51–64.

Рязанцев А.В., Румянцева Г.Ю. Ордовикские олистостромы Оленты-Шидертинского района (северо-восток Центрального Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. № 4. С. 42–52.

Сальменова К.З., Кошкин В.Я. Стратиграфия и флора верхнего палеозоя Северного Прибалхашья. Алма-Ата: Наука, 1990. 160 с.

Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.

Тевелев А.В. Развитие юго-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента в позднем палеозое / Ред. Е.Е. Милановский, А.Б. Вейнмар, Ал.В. Тевелев. Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: МГУ. 2001. С. 113–125.

Тевелев Ал.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Геол. ф-т МГУ, 2003. 50 с.

Тевелев А.В., Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Минервин О.В., Новикова М.З. Стратиграфия среднего палеозоя Жаман-Сарыйсуйского мегаблока (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2003. Т. 78. № 2. С. 25–39.

Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1:2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.

Читалин А.Ф. Поздневарисцийская сдвиговая тектоника Центрального Казахстана // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геол. 1991. № 5. С. 13–22.

Щеголева Л.А., Беляев О.Е., Биленко Е.А., Журавлев Б.Я. и др. Новые данные о корреляции вулканогенных толщ нижнего и среднего девона широтного и восточного сегментов девонского вулканического пояса и смежных областей Казахстана / Ред. Е.Е. Милановский. Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 82–99.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы URSS в геодинамике формирования фрхейских зеленокаменных поясов. М.: URSS, 2008. 543 с.

Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Levashova N.M., Bazhenov M.L. Paleomagnetism of the mid-Devonian Kurgasholak Formation, Southern Kazakhstan: constraints on the Devonian paleogeography and oroclinal bending of the Kazakhstan volcanic arc // Tectonophysics. 2007. Vol. 441. P. 67–84.

Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Bazhenov M.L. Levashova N.M., McCausland P.J.A. The role of the Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation of Eurasia // Tectonophysics. 2008. Vol. 455. P. 61–76.

Alexyutin M. V., Bachtadse V., Alexeiev D.V., Nikitina O.I. Paleomagnetism of Ordovician and Silurian rocks from the Chu-Yili and Kendyktas mountains, South Kazakhstan // Geophys. J. Int. 2005a. Vol. 162. P. 321–331.

Alexyutin M.V., Alexeiev D.V., Bachtadse V. Paleomagnetism of Middle and Upper Paleozoic rocks from western and central Kazakhstan // Eos. Trans. Am. Geophys. 2005b. Union 86 (52) (Fall Meeting Supplement, abstract GP11A-0004).

Allen M.B., Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to? Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia // J. Geol. Soc. London. 1995. Vol. 152. P. 327–338.

Audibert M., Bazhenov M.L. Permian paleomagnetism of the North Tien Shan: tectonic implications // Tectonics. 1992. Vol. 11. P. 1057–1070.

Bazhenov M.L., Burtman V.S. Tectonics and paleomagnetism of structural arcs of the Pamir-Punjab syntaxis // J. Geodynamics. 1986. Vol. 5. P. 383–396.

Bazhenov M.L., Burtman V.S., Dvorova A.V. Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt, Central Asia: the succession and style of tectonic deformation // Tectonophysics. 1999. Vol. 312. P. 303–329.

Bazhenov M.L., Burtman V.S. Eocene paleomagnetism of the Caucuses (northwest Georgia): tectonic and geophysical implications // Tectonophysics. 2002. Vol. 344. P. 247–259.

Bazhenov M.L., Collins A.Q., Degtyarev K.E., Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., Pavlov V.E., Van der Voo R. Paleozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism // Tectonophysics. 2003. Vol. 366. P. 113–141.

Bazhenov M.L., Grishanov A.N., Van der Voo R., Levashova N.M. Late Permian palaeomagnetic data east and west of the Urals // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 173. P. 395–408.

Bazhenov M. L., Levashova N. M., Degtyarev K.E., Van der Voo R., Abrajevitch A.V., McCausland P.J.A. Unraveling the Early-Middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results // Gondwana Research. 2011 (submitted).

Chitalin A.F. Variscian Structural Evolution of Central Kazakhstan / Cranite-Related Ore Deposit of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. St. Peterburg: Glagol Publishing House, 1996. P. 93–102.

Cobbold P.R., Brun J.P., Davy P., Figuet G., Basile C., Gapias D. Some experiments on block rotation in the brittle upper crust / C. Kissel and C. Laj (eds.). Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation. Dordrecht: Kluwer Acad. Press, 1989. P. 145–155.

Fisher R.A. Dispersion on a sphere // Proc. R. Soc. London, Ser. A, 1953. Vol. 217. P. 295–305.

Freund R. Rotation of strike-slip faults in Sistan, Southeast Iran // J. Geol. 1970. Vol. 2. P. 188–201.

Koren T.N., Popov L.E., Degtyarev K.E., Kovalevsky O.P., Modzalevskaya T.L. Kazakhstan in the Silurian / Eds. E. Landing and M.E. Johnson. Silurian Lands and Seas. Paleogeography. Outside of Laurentia. New York: The New York State University, 2003. P. 323–343.

Lamb S. Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America, 2, Kinematic and dynamical implications // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 26633–26654.

Levashova N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L., Collins A.Q., Van der Voo R. Permian Paleomagnetism of East Kazakhstan and the Amalgamation of Eurasia // Geophys. J. Int. 2003a. Vol. 152. P. 677–687.

Levashova N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L., Collins A.Q., Van der Voo R. Middle Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: post-Middle Devonian rotations in a large-scale orocline in the central Ural-Mongol belt // Tectonophysics. 2003b. Vol. 377. P. 249–268.

Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., McCausland P.J.A., Bazhenov M.L., Van der Voo R. Devonian paleomagnetism of the North Tian Shan: implications for the Middle-Late Paleozoic paleogeography of Eurasia // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 257. P. 104–120.

Levashova N.M., Abrajevitch A.V., Van der Voo R., Bazhenov M.L. Paleomagnetism of mid-Paleozoic subduction-related volcanics from the Chingiz Range in NE Kazakhstan: The evolving paleogeography of an amalgamating Eurasian supercontinent // Geol. Soc. Amer. Bull. 2009. Vol. 121. P. 555–573.

Marshak S. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 73–86.

Roperch P., Carlier G. Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of Southern Peru: importance of rotations in the development of the Bolivian orocline // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 17233–17250.

Schwartz S.Y., Van der Voo R. Paleomagnetic study of thrust sheet rotation during foreland impingement in the Wyoming-Idaho Overthrust belt // J. Geophys. Res., 1984. Vol. 89. P. 10007–10086.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Eds. A. Yin and M. Harrison. The tectonic evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Norway in space and time: A Centennial cavalcade // Norwegian Journal of Geology. 2005. Vol. 85. P. 73–86.

Van der Voo R., Levashova N.M., Skrinnik L.S., Kara T.V., Bazhenov M.L. Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakh-stan // Tectonophysics. 2006. Vol. 426. P. 335–360.

Wang B., Chen Y., Zhan S., Shu L. et al. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 263. P. 288–308.

Weil A.B., Van der Voo R., Van der Pluijm B.A. Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain) // Geology. 2001. Vol. 29. P. 991–994.
ГЛАВА ШЕСТАЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЛИТО-ПОТОКИ И ПРОТРУЗИИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

В предыдущих разделах книги были рассмотрены проблемы геологии латеральных тектонических потоков, захватывающих как поверхностные горизонты складчато-покровных областей и платформ, так и глубоко преобразованные метаморфическими процессами кристаллические комплексы Свекофеннского щита. Обсуждались три вопроса: (1) – возможно ли в принципе обнаружить объемные (3D) деформации, фиксирующие латеральное тектоническое течение в коровом слое и существуют ли механизмы ее обеспечивающие? (2) – существенна ли роль 3D деформации при формировании крупных структур земной коры и литосферы? (3) – может ли быть рассмотрено строение крупных континентальных масс с позиции парадигмы масштабного 3D тектонического течения? На все три вопроса рассмотренный материал дает утвердительные ответы.

Ранее, в частности в монографии «Тектоника консолидированной коры» и других работах [Леонов М., 1997а, 2000, 2008], были описаны геологические тела, которые проинтерпретированы как протрузии кристаллических пород, внедрявшиеся в верхние горизонты земной коры под влиянием тектонических «шоков» и вязкостной инверсии, что является одним из условий их возникновения [Паталаха, 1967]. Одновременно было показано, что объемное катакластическое течение может иметь не только вертикальную, но и горизонтальную составляющую движения. Естественно, возникает вопрос, а может ли происходить масштабное латеральное движение квазипластичных масс консолидированного слоя с образование соответствующих геологических тел и структур? Вопрос, конечно, риторический, поскольку, по-видимому, ни у кого не вызывает сомнения возможность перетекания глубинных, термически пластифицированных масс. Но объемная подвижность и течение кристаллических масс возможно и в «холодных» приповерхностных горизонтах, что было показано в предыдущих разделах, и мнение о невозможности подобных явлений явно не согласуется с имеющимся фактическим материалом.

Мы привыкли, что в плейттектонической парадигме литосферные плиты обычно рассматриваются как относительно жесткие пластины (блоки, террейны), консолидированная кора которых (а также и континентов в целом) представляет собой относительно «костную» субстанцию, а все сколько-нибудь значимые структурообразующие процессы протекают лишь на границах плит (террейнов, континентов).

Однако в пределах континентальной консолидированной коры широко проявлены процессы структурно-вещественных преобразований, связанных с тектоническим течением горных масс [Колодяжный, 2006; Леонов М., 2001, 2008; Лукьянов, 1980; Паталаха и др., 1995; Скляров и др., 1997], и из этого факта вытекает ряд следствий. Напомним некоторые из них. Кристаллические массы фундамента континентальных плит и подвижных поясов обладают 3D подвижностью, связанной с реидной деформацией. Выявлены механизмы структурно-вещественной перестройки, обеспечивающие объемное течение. Согласно современным данным, процесс разрушения развивается как многоуровенный (в смысле пространственных масштабов). Основными носителями деформационного процесса являются элементы мезоуровня: сдвиг плюс вращение, а мезоструктура – это проявление турбулентности в твердом теле [Гольдин, 2002]. Деструктурированные (или, скорее, структурированные определенным образом) твердые среды в результате приобретения гранулярной структуры приобретают и свойства сверхпластичности (сверхтекучести). Одним из следствий феномена 3D подвижности является возникновение в пределах консолидированной коры латеральных тектонических потоков [Копп, 1979, 1997; Леонов М., 2001, 2008а, б; Морозов, 2002; Морозов, Гептнер, 1997; Морозов, Сомин, 1997; Паталаха и др., 1995]. «Вмороженные» в земную кору, они формируют своеобразные объемные геологические тела, представляющие собой важный элемент строения и тектонической эволюции литосферы Земли.

В этой главе будут рассмотрены: (1) структуры латерального течения, зафиксированные в пределах, главным образом, кристаллических и складчато-метаморфических комплексов консолидированного слоя земной коры; (2) структуры латерального течения в пределах коры океанического типа; (3) данные по физико-математическому моделированию тектонических потоков; (4) некоторые общие проблемы геодинамики литосферы, связанные с латеральным течение горных масс.

Структуры латерального течения в консолидированном слое континентов (региональный материал)

Сугутский метаморфический блок (Восточно-Алайский хребет, Тянь-Шань)

Сугутский блок (массив) расположен в центральной части Восточно-Алайской сигмоиды – крупного структурного изгиба Алайского хребта и образует ядро Терекдаванской синформы (рис. 6.1). Подробное описание строения массива и его тектонической эволюции содержатся в [Коныгин, Леонов М., 1985, 1987; Соловьев, 1986, 1990], и здесь будут приведены лишь основные данные. Ось синформы имеет ССВ-ЮЮЗ простирание, шарнир испытывает воздымание в ССВ направлении. Крылья синформы сложены разнофациальными разрезами палеозоя [Поршняков, 1973; Яговкин, 1969], разделенными продольными разломами. Отложения различных типов разрезов близки или в значительной части тождественны по возрасту, что наряду с общим синкликальным строением области породило концепцию тектонического совмещения отложений различных структурно-фациальных зон с формированием пакета тектонических покровов [Буртман, 1968, 1976]. В то же время другие геологи на основании тех же самых данных приходят к мысли, что формирование структуры произошло «за счет горизонтального сжатия первично моноклинальной, падающей к югу серии надвинутых друг на друга пакетов» [Поршняков, 1973, с. 104]. Центральная часть синформы выполнена мощной толщей метавулканитов и метаосадочных пород, превращенных в основном в кварц-серицит-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и другие разновидности зеленых сланцев. Область распространения метаморфических пород центральной части Терекдаванского синклинория выделяется под названием Сугутского метаморфического блока (см. рис. 6.1, рис. 6.2, 6.3).

По существующей в настоящее время схеме в составе пород собственно Сугутского блока выделяются [Довжиков, 1977; Довжиков и др., 1984; Поршняков, 1973; Яговкин, 1969] две серии пород: сугутская серия метаморфических сланцев ордовика(?)–силура и суукторская свита метатерригенных и карбонатных пород силура–девона. Сугутская серия подразделена на три толщи, каждая из которых залегает в разрезе выше предыдущей [Довжиков и др., 1984; Поршняков, 1973; Яговкин, 1969].

По литературным [Шванов, 1983] и нашим данным, в пределах Сугутского блока наблюдается следующая последовательность напластования (снизу вверх по разрезу).

Толща (1) (VIa на рис. 6.2) (> 500 м) сложена чередующимися в разрезе пачками черных, серых, зеленовато-серых и зеленых тонкослоистых кремней и глинисто-песчаных пород. Имеются прослои и линзы черных доломитов, известняков, вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Породы изменены от стадии метагенеза до биотитовой подзоны зеленосланцевой фации метаморфизма. Метаморфизм проявлен не повсеместно, а приурочен к определенным горизонтам, чаще всего вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которые во многих случаях полностью метаморфизованы.

Толща (2) (VIб на рис. 6.2) представлена метавулканитами (метабазальтами, метадолеритами, метаандезитами, реже липаритами с пониженной щелочностью [Шванов, 1983]). Бо́льшая часть пород претерпела метаморфизм зеленосланцевой фации (VI в на рис. 2) и настолько изменена, что их первичная природа устанавливается лишь по реликтам первичных магматических текстур и структур, а также по косвенным признакам, таким как характерные комплексы минералов, образующихся при зеленосланцевом метаморфизме вулканогенных пород основного и среднего состава. Вулканиты представляют собой серию линзообразных тел, располагающихся на границе двух толщ: кремнисто-вулканогенной внизу и существенно терригенной вверху. В пределах распространения данной толщи находятся линзы брекчированных серпентинитов, приуроченные к зонам послойных разрывов.

Толща (3) (VII на рис. 6.2) (>500 м) сложена чередующимися тонко- и среднеслоистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями кремней и редкими пластовыми телами базальтов.

Толща (4) (VIII на рис. 6.2) (600 м): метатерригенно-карбонатные породы, преобразованные почти полностью в сланцы глубокой степени метагенеза и зеленосланцевой фации метаморфизма.

Для строения разреза характерны следующие черты: вулканические толщи Сугутского массива образуют пластообразные или линзообразные тела приуроченные к зонам субслойных срывов и межпластовых разделов; степень вторичных преобразований варьирует в широких пределах от метагенеза до эпидот-амфиболитовой зоне зеленосланцевого метаморфизма и характеризуется неравномерностью, пятнистостью проявления вторичных преобразований,



причем резко повышенный метаморфизм выражен в породах наиболее верхней части разреза; сланцеватость метаморфических сланцев в большинстве случаев соответствует первичной слоистости, а также плоскостям напластования крупных геологических тел, межслоевых и межформационных срывов.

Для структуры района (см. рис. 6.1, 6.2, 6.3) наиболее примечателен общий конформный изгиб структурных линий в соответствии с формой центральной

Рис. 6.1. Геологическая карта Сугутского метаморфического блока (Восточно-Алайский хребет), по: [Коныгин, Леонов, 1985]. (А) и его положение в структуре Южного Тянь-Шаня (Б)

А. 1-10 – типы разрезов на карте, колонках и в тексте указаны римскими цифрами): 1 – терригенный (S₂–C₃); 2 – карбонатный (S₂–C₂); 3 – вулканогенный (S₁–D); 4 – вулканогенно-терригенный (S–D); 5 – карбонатный (S–?); 6 – терригенно-вулканогенный, метаморфизованный (S–D): a – метапелиты, 6 – метавулканиты, e – метапесчаники и метапелиты; 7 – терригенный, частично метаморфизованный; 8 – терригенно-карбонатный, метаморфизованный; 9 – карбонатный; 10 – терригенно-карбонатный, метаморфизованный; 10 – терригенные к первично стратиграфические границы и зоны пластического течения пород, приуроченные к первично стратиграфическим границам; 14 – фациальные границы; 15 – разрывы; 16 – линии геологических профилей на рис. 6.2

Б. 1 – Гиссаро-Алайская горная страна (Южный Тянь-Шань); 2 – метаморфические породы Сугутского блока; 3 – Южно-Гиссарская зона; 4 – Сулутерекский массив; 5 – основные структурные линии



Рис. 6.2. Геологические профили Сугутского метаморфического блока, по [Коныгин, Леонов, 1985]

1 – известняки и доломиты; 2 – кремни; 3 – песчано-глинистые породы; 4 – вулканогенноосадочные породы; 5 – прослои и пачки конгломератов; 6 – тела (реликты) основных вулканитов и брекчированных серпентинитов; 7 – андезиобазальты; 8 – зеленые сланцы



Рис. 6.3. Структурно-кинематическая схема Сугутского метаморфического блока (основные геологические границы и тела соответствуют карте на рис. 2), по [Коныгин, Леонов, 1987]

1-12 – структурно-деформационные элементы: 1 – направление и угол погружения шарниров малоамплитудных складок; 2 – направление удлинения и угол наклона гребней и впадин гофр и плойчатости в сланцах; 3 – нулевая деформация галек; 4 – направление максимального удлинения и угол наклона длинной оси деформированных галек (в скобках – отношение минимального и максимального размера галек); 5 – направление удлинения и угол наклона будин; 6 – направление и угол наклона будин; 6 – направление и угол наклона будин; 6 – направление и угол наклона штриховки на плоскостях напластования и сланцеватости; 7-8 – оси крупных складок, поперечных генеральному простиранию структуры: синклинали (7), антиклинали (8); 9 – зона поперечного сдвига 10 — элементы залегания; 11 – участки значительного растяжения; 12 – участки сжатия. Остальные условные обозначения и цифры в кружках см. на рис. 6.1

части синклинория. Метаморфические породы ядра Терекдаванского синклинория (собственно Сугутский массив) образуют сложно построенную чешуйчато-покровную структуру синклинальной формы с запрокинутым западным крылом. Синклинальное строение особенно четко выражено в северной и центральной частях района. Нужно отметить, что если в общем плане структура центральной части Восточно-Алайской сигмоиды является синклинорной в собственном смысле этого понятия, то структура метаморфического ядра, т. е. Сугутского блока, может быть названа синформной. Но синформа эта своеобразна и представляет собой набор тектонических чешуй, которые являются членами первоначально единого разреза и сформированы не за счет тектонического перекрытия молодых образований древними, а в результате тектонического расслоения, возникшего в процессе неоднородной деформационно-вещественной перестройки. Общая последовательность напластования остается при этом принципиально не ненарушенной. По направлению к югу синклиналь становится все более и более сжатой и переходит в наклонную к западу крутую моноклиналь, срезанную разломом. Результаты структурно-кинематических исследований (см. рис. 6.3) и количественная оценка деформации горных пород привели к ряду важных в контексте данной статьи наблюдений и выводов [Коныгин, Леонов М., 1985, 1987; Соловьев, 1986, 1990]. Наиболее крупными объектами изучения являлись горизонты известняков и доломитов (максимальная мощность 100–150 м), обрамляющие метаморфическое ядро. В крутопадающем западном крыле и на северо-восточном центриклинальном замыкании синклинорной структуры они образуют линзы, имеющие длину от 100 м до 5 км, вытянутые в единую цепь в виде четок и разобщенные друг от друга на расстояние до километра и более. Разлинзование карбонатных горизонтов происходит как по простиранию, так и по падению. Внутренняя структура пород сложная с мелкими складками течения в тонкополосчатых разностях и интенсивным рассланцеванием в краевых зонах и утоненных краях мелких линз. Крупные линзы разбиты субпараллельными простиранию линз извилистыми разломами на узкие пластины-блоки различных размеров, которые сдвинуты относительно друг друга. Контакты линз известняков с окружающими их породами чаще всего сорваны, и лишь в местах максимальной толщины будин отмечаются постепенные переходы массивных известняков в карбонатно-глинистые тонкоплитчатые разности. Это позволяет говорить о наличии нормальных стратиграфических контактов в наиболее утолщенных частях линз, сохранивших додеформационную мощность, а также о максимальных амплитудах перемещения в межлинзовых участках. Направление осей удлинения и простирание плоскостей рассланцевания совпадают с направлением оси Терекдаванского синклинория.

На юго-восточном обрамлении Терекдаванского синклинория гряды известняков ведут себя иначе. Они имеют здесь бо́льшую, чем на западном обрамлении, мощность (до 1000 м) и выдержаны по простиранию. В известняках отсутствуют мелкая складчатость и рассланцевание. Перемещения блоков происходят по крутым диагональным разломам во встречном направлении, в результате чего образуется структура горизонтального «торошения», что приводит к сдваиванию разреза в вертикальной плоскости. Контакты с окружающими породами сорваны. Таким образом, морфология и внутренняя структура карбонатных гряд свидетельствует о растяжении в направлении главной оси синклинория на западном, северном и северо-восточном обрамлениях метаморфического ядра и о сжатии – на юго-восточном.

Статистические данные замеров ориентировок и коэффициентов относительного удлинения галек в конгломератах и гравелитах вдоль главных осей деформации, а также относительное удлинение будинированных прослоев позволили установить следующее. Ориентировка главной оси деформации (линейность) галек в целом совпадает с направлением главной оси синклинория (простирание ССВ 10–30°) и лишь в ряде участков наблюдаются отклонения от общих направлений линейности, отражая, по-видимому, локальные искривления тектонических потоков.Распределение величин деформации по площади, осуществленное по методике А.В. Лукьянова [1980, 1991], неравномерное: максимальное удлинение галек (a1: a3 от 5:1 до 7:1) отмечается в южной, наиболее сжатой части структуры и относительная деформация достигают 200–270%.

В центральной, наиболее широкой части синклинория, эти величины составляют 100-180%, самые минимальные замеры удлинений галек приурочены к северной, центриклинальной зоне структуры и составляют 20–60%. Аналогичная деформационная картина устанавливается в результате анализа статистических данных по замерам величин относительного удлинения будинированных прослоев песчаников. В южной части синклинория по всему разрезу наблюдается максимальное разлинзование. Относительное удлинение будинированных слоев мелкозернистого песчаника мощностью до 10 см достигает здесь 400-500% (замеры по методике [Лукьянов, 1991]). Будины трассируются в виде цепочки линз, расположенных в плоскости напластования. Алевритовые прослои заметно метаморфизованы, а в отдельных горизонтах превращаются в кварц-хлорит-серицитовые зеленые сланцы. Будинированные слои песчаников мощностью до 1 м в межбудинных шейках утоняются более чем в два раза. Отмечается будинирование и по падению пластов, что указывает на растяжение по двум взаимно перпендикулярным осям. Величины относительного удлинения в направлении падения пластов незначительные и не превышают 10-12%.

На обширной площади Сугутского блока проявлена интенсивная продольная складчатость, охватывающая весь комплекс пород. Характер и интенсивность складчатости по площади меняются. Наиболее спокойные открытые складки с пологими (20–45°) углами падения крыльев и амплитудами до нескольких сотен метров устанавливаются в центральной части ядра. Наблюдаемые в этих разрезах гофрировка, плойчатость и штриховка, приуроченные к прослоям глинистых метаморфизованных разностей и метаморфических зеленых сланцев, по-видимому, не являются результатом интенсивного продольного сжатия, а скорее всего возникли при послойном горизонтальном проскальзывании отдельных пластин относительно друг друга. Ориентировка горбов и впадин гофрированных и плойчатых поверхностей имеет субмеридиональное направление.

Интенсивность сжатия складок увеличивается в области максимального сужения в южной части структуры или в зонах, близких к крупным разломам и крутым надвигам на западном и восточном обрамлениях ядра. Складки здесь изоклинальные, сильно сжатые, с крутыми крыльями (углы падения 50–75°), с вертикальными и субвертикальными осевыми плоскостями, часто сорваны на крыльях по крутым продольным нарушениям и диагональным сдвигам. Размах складок невелик и не превышают первых сотен метров. На всей площади исследуемого региона устанавливается дисгармония складчатости разного масштаба. Небольшие складки наблюдаются чаще всего в метаморфизованных терригенных толщах и реже проявляются в толщах, не захваченных метаморфическим преобразованием. Прослои жестких песчаников и грубообломочных разностей мощностью от 5 до 50 см образуют складки простого изгиба, а заключенные между ними глинистые и особенно метаморфические сланцы подвергаются пластической деформации, образуя мелкие сложные складки межслойного пластического течения. В замках складок в результате перераспределения вещества наблюдаются увеличение мощности пластичных сланцев и соответствующее уменьшение мощностей пластичных разностей на крыльях.

Данные многочисленных замеров падений шарниров мелких продольных складок позволили выделить три крупные антиклинальные и сопряженные с ними синклинальные структуры, *поперечные* к общему простиранию складчатости и генеральному простиранию структуры в целом. Оси поперечных складок имеют субширотное простирание, амплитуды их колеблются в пределах 5–10 км. Углы падения крыльев поперечных складок устанавливаются по углам падения шарниров мелких продольных складок и составляют в основном 10–20°. Наличие поперечных складок больших амплитуд, осложняющих продольную складчатость в зоне развития метаморфических пород Сугутского блока, позволяет предположить, что структура сформирована в результате выдавливания и нагнетания пластичных горных масс с юга в область так называемого «геодинамического убежища» [Копп, 1997].

На центриклинальном замыкании Сугутского массива сформирована серия тектонических чешуй, возникновение которых сопровождалось комплексом структурно-вещественных преобразований. Замеры величин деформации и ориентировка структурных элементов позволяют сделать вывод, что движение вещества шло вдоль осевой зоны Терекдаванского синклинория. Проскальзывание отдельных пластин по плоскостям внутриформационных срывов в продольном направлении свидетельствует о нагнетании материала с юга на север, что подтверждается и общей деформационной картиной Сугутского блока и его обрамления. Процессы структурно-вещественных преобразований способствовали интенсивному горизонтальному смещению пластин относительно друг друга. Амплитуду проскальзывания установить трудно, но ясно, что максимальные движения концентрировались в зонах развития зеленых сланцев. Суммарная амплитуда перемещения, по-видимому, была весьма значительна. Нужно также отметить, что степень структурных преобразований находится в тесной зависимости от степени минеральных преобразований и наоборот, т. е. процессы минерального и структурного изменения горных пород описываемой зоны тесно связаны между собой, что показывает большую роль стресса в процессе структурно-вещественных преобразований.

Идея о Восточно-Алайской сигмоиде была высказана Д.И. Мушкетовым [Мушкетов, 1919], который объяснил ее происхождение давлением с юга континентальной массы Гондваны. Однако такой механизм, по всей вероятности, неприемлем, так как дугообразный изгиб Памирских структур не соответствует геометрии Восточно-Алайской дуги (см. рис. 6.1). Н.М. Синицин [1960] связывал поворот субширотных структур Южного Тянь-Шаня к северу с наличием Сулутерекского массива, который и огибают складчатые дуги восточноалайских структур. В.С. Буртман [1968, 1976] считает эту структуру крупной горизонтальной складкой, возникшей в заключительную стадию палеозойского развития складчатой области.

Как отмечалось выше, для структурного рисунка региона в целом характерен дугообразный изгиб всех структурных линий. Изучение внутренней структуры пород, а также замеры величин деформации позволили установить удлинение геологических тел в плоскости напластования и по простиранию толщ и значительное общее пластическое течение горных масс. О значительном пластическом течении пород свидетельствуют и описанные выше структурные изменения в терригенных кремнистых и вулканогенных разностях пород: будинаж, разлинзование, удлинение галек, развитие сланцеватости и пр. Деформация распределена неравномерно, что приводит к проскальзыванию одних горизонтов по отношению к другим. Стиль и интенсивность деформаций в западном и восточном крыльях Терекдаванского синклинория различны. На западном крыле преобладают пластические деформации с признаками значительного продольного растяжения. На восточном крыле деформация растяжения мала. Структурный рисунок разрывных нарушений восточного крыла свидетельствует о продольном сжатии, которое приводило к «торошению» и горизонтальному нагнетанию, происходившему по системе диагональных сдвигов. Деформация осуществлялась по крайней мере в двух планах: при вертикальном стрессе и в процессе пластического нагнетания вещества с юга на север по направлению общего простирания структуры. На начальных этапах преобладал вертикальный стресс, вызванный, вероятно, весом вулканических построек и приведший в условиях соответствующих давлений и температур к образованию толщ метаморфических сланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма [Леонов М., 1984]. Пластическое течение горных масс привело к горизонтальному расслоению первоначально единого разреза и формированию тектонических чешуй, надвигов и зон пластического течения. На заключительных этапах палеозойского развития Южного Тянь-Шаня в условиях теперь уже меридионального сжатия происходят пластическое перераспределение горных масс и их нагнетание в восточном направлении.

Массы пластичных пород, имея на востоке жесткий упор в виде древнего Сулутерекского кристаллического массива и Таримского массива в целом, вынуждены были деформироваться, образуя постепенно крупную горизонтальную складку. Таким образом, изгиб Восточно-Алайской сигмоиды – это компенсация горизонтального перераспределения горных масс, связанного с их пластическим течением.

Заканчивая раздел, подчеркну, что выделение Сугутского метаморфического блока в качестве горизонтальной протрузии в настоящее время нашло признание и у геологов, прекрасно владеющих материалом по этому региону [Буртман, 2006]. Проанализировав существующие мнения по поводу происхождения Восточно-Алайской сигмоиды, ядром которой явялется Сугутский массив, В.С. Буртман, привел несколько дополнительных доводов в пользу ее протрузивной природы. Цитирую по [Буртман, 2006, с. 143-144]. «1. протрузивный вариант хорошо увязывается с явлением, которое всегда вызывало удивление: почему длина смыкающего крыла левой Ферганской горизонтальной флексуры соизмерима с магнитудой позднепалеозойского правого сдвига по Таласо-Ферганскому разлому, если эти структурные формы формировались независимо? 2. Рассматриваемый механизм объясняет уменьшение магнитуды Таласо-Ферганского сдвига у южной границы Тянь-Шаня. Он не требует существования здесь тектонических структур, компенсирующих это уменьшение магнитуды. Такие структурные формы и не были найдены. 3. Существование в Туркестано-Алае зон концентрированных деформций, в которых обнаружено экстремальное продольное удлинение геологических объектов, позволяет предполагать, что происходило также продольное удлинение всего складчатого пояса, – необходимое условие для формирования гигантской протрузии. Все сказанное делает предпочтительным протузивный механизм формирования Ферганской горизонтальной флексуры в результате тектонического течения.

Карельский массив (Балтийский щит)

Геологию региона изучали и описывали многочисленные исследователи (относительно полная библиография содержится в работах [Зыков, 2001; Колодяжный, 2006; Леонов М. и др., 2001: Леонов, 2008]. В этой главе будет приведена лишь краткая структурно-кинематическая характеристика Карельского массива, который является одним из основных структурных и геоисторических элементов Балтийского щита (рис. 6.4). Он сложен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента, которые с угловым несогласием и размывом перекрыты вулканогенно-осдочными отложениями палеопротерозойского протоплатформенного чехла. Южный и юговосточный фланги массива перекрыты отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, на юго-западе массив граничит со складчато-метаморфическими образованиями Свекофеннид, на северо-востоке и севере – с породами Беломорского складчато-метаморфического пояса. Массив оконтурен узкими шовными зонами, для которых характерны несколько отличные от массива типы разрезов и интенсивные проявления деформации и метаморфизма. Границами массива являются крупные разломы глубинного заложения, которые на поверхности трассируются линиями сбросов, взбросов, сдвигов, а также кулисообразно расположенные зоны вязко-пластического сдвигового течения, трансформированные в ряде мест в краевые надвиги, взбросы и сбросы. Структурный рисунок массива резко отличен от структурных рисунков окружающих его геоблоков и характеризуется четко выраженной линеаризованностью структурного плана и наличием дугообразных структур, как бы вложенных друг в друга. Структурные рисунки Беломорского и Свекофеннского блоков имеют изометрично-петельчатые формы и не обладают столь высокой степенью линейности.

На территории Карельского массива выделено четыре типа структурно-парагенетических ансамблей и соответствующих им кинематических обстановок [Леонов М. и др., 2001]: (1) дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания, отражающие условия поперечного сжатия; (2) линейные зоны осепродольного концентрированного тектонического течения со структурой «цветка», отражающие условия транспрессии; (3) тектонические депрессии, соответствующие зонам относительной декомпрессии и оттока горных масс, часто связанные с режимом транстенсии; (4) зоны диссипативного купольносдвигового тектогенеза, отражающие рассредоточенное объемное тектоническое течение горных масс. Первый и второй типы принадлежат к категории зон концентрированной сдвиговой деформации, описание которой будет приведено в главе 7. Структурно-кинематическим единицам первого порядка подчинены более частные структуры: компрессионно-надвиговые фронты; доменнокупольные формы; ротационные структуры; структурно-аморфные ареалы и пр. Рассмотрим для примера некоторые из выделяемых ансамблей.

Северо-Карельская зона концентрированной деформации

Описание этого региона дается на основании личных исследований и многочисленных публикаций (библиография содержится в [Леонов и др. 2001; Леонов М., 2008; колодяжный, 2006]). В современной структуре Северо-Карельская



зона трассируется узкими, сильно сжатыми Паанаярвинской и Кукасозерской (рис. 6.5) синклиналями и рядом более мелких синклинальных структур (Ханкусярвинская, Кужъярвинская, Тикшозерская), в ядрах которых расположены одноименные озерные ванны. Эти структуры выполнены в разной степени дис**Рис. 6.4.** Схема геологического строения Карельского массива и его обрамления, по [Колодяжный, 2006]

1-12 – комплексы Карельского массива: 1-2 – гранито-гнейсы с возрастом более 3 млрд. лет (1) и менее 3 млрд. лет (2); 3 – зеленокаменные пояса; 4–8 – палеопротерозойские вулканогенноосадочные комплексы: 4 – сумий, сариолий, 5 – ятулий, 6 – людиковий, 7 – калевий, 8 – вепсий; 9–12 – интрузивные образования: 9 – гранитиды сумия, 10 – мафит-ультрамафиты сумия, 11 – мафит-ультрамафиты людиковия (?), 12 – щелочные габброиды палеопротерозоя; 13 – комплексы Беломорско-Лапландского пояса; 14–15 – комплексы Свекофенид: 14 – вулканогенно-осадочные образования, 15 – гранитоиды; 16 – граниты рапакиви; 17 – рифейско-фанерозойские чехольные образования; 18 – зоны вязкопластических нарушений со сдвиговой (*a*) и взбросо-надвиговой (*б*) кинематикой. Цифры в кружках: 1 – зоны продольных вязкопластических сдвигов; 2 – зоны декомпрессии и оттока горных масс; 3 – зоны нагнетания и сплющивания

лоцированными и метаморфизованными нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными комплексами в объеме сумийского, сариолийского, ятулийского и людиковийского надгоризонтов. Синклинали разделены выходами архейского гранитогнейсового (саамий) и гранит-зеленокаменного (лопий) фундамента, но их единство фиксируется системой продольных, сопряженных с синклиналями вязких разрывов и выходами базит-ультрабазитовых интрузий. Зона имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к северу, и, согласно наиболее распространенному мнению, служит разделом между Карельским и Беломорским геоблоками Балтийского щита, являясь, внутриплитным коллизионным швом, возникшим на границе этих крупных геоструктур [Леонов и др., 2001]. Однако Северо-Карельская зона является не просто узким швом, выраженным единой разломной плоскостью. Она представляет собой линейную (длина более 100 км) и узкую (0–15 км) зону интенсивных дислокаций, имеющую сложное асимметричное внутреннее строение с проявлением латеральной и вертикальной структурной дисгармонии, с разными структурными формами и кинематическими обстановками в ее различных сегментах. В пределах зоны происходит сложная структурно-вещественная переработка и гомогенизация горных масс Карельского и Беломорского массивов в условиях метаморфизма, достигающих амфиболитовой фации, что зачастую делает невозможным проведение четкой и однозначной границы между упомянутыми геоблоками.

Одним из наиболее информативных сегментов Северо-Карельской зоны является Кукасозерская синклиналь и прилегающие к ней территории (см. рис. 6.5). Она имеет асимметричное строение как в поперечном разрезе, так и в плане [Колодяжный, 2006; Травин, 2000]. Южное крыло сильно сжатое, крутое, запрокинутое в северном направлении. Северное крыло в целом более пологое, обнажается в широкой полосе и осложнено складками, покровно-складчатыми и складчато-купольными структурами. Имея в целом синформное строение, Кукасозерская структура, будучи тектонически разлинзована и рассланцована, теряет его по простиранию и в ядерной части, трансформируясь в узкую полосу вертикально стоящих, сильно сжатых в поперечном направлении, будинированных, рассланцованных, местами милонитизированных метаморфических пород. В юго-западном и юго-восточном направлениях эта полоса утоняется и переходит в систему боковых сдвигов.

В первом приближении тектонический план сегмента определяется сосуществованием относительно узкой (1–3 км) осевой части и более обширных



Рис. 6.5. Структурно-геологическая схема Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны [Леонов и др., 2001]

1 - беломорский комплекс: амфибол-биотитовые гранитогнейсы, амфиболиты; 2 - лопий: метаморфизованные вулканиты; 3 - гнейсо-граниты фундамента Карельского массива; 4 - сумий: a - метаандезитобазальты, $\delta -$ металавобрекчии; 5 - сариолий: полимиктовые конгломераты; 6 - ятулий: кварцито-песчаники; 7 - ультрабазиты: (a) - крупные массивы, $(\delta) -$ мелкие линзы; 8 - шовная область Северо-Карельской зоны: тектониты и бластомилониты по различным горизонтам сумийско-ятулийского разреза; 9 - зоны вязко-пластического течения (ductile-shear zones); 10 - разрывы, сопряженные с зонами вязко-пластического течения: a - взбросо-сдвиги, $\delta -$ надвиги; 11 - ориентировка линейности и сланцеватости (a) и опрокинутое залегание слоев (δ) ; 12 - шарниры складок: a - антиклинальных, $\delta -$ синклинальных; 13 - местоположение схемы на карте-врезке

Буквами на схеме обозначены: К – Кужъярвинский покров, Хр – Хирвинаволокские языкообразные покровные складки, Х – Ханкусъярвинская синклиналь, Хн – Ханкусъярвинский покров

(шириной 5–15 км) областей обрамления. В пределах южного и северного обрамления структуры чередуются антиклинальные участки с пологим (10–20°) залеганием слоев и участки синклинального строения, где залегание плоскостных текстур – слоистости, полосчатости, сланцеватости – субвертикальное. Эта особенность характерна для классических копьевидно-дольчатых (cuspatelobate), сводово-килевидных или аркадных структур [Сомин, 2000].

Осевая зона коллизионного шва, совпадая пространственно с осевой плоскостью Кукасозерской синклинали, обнажается на мысе Хирвинаволок и на островах в центральной части озера. В ее строении участвуют, главным образом, расслоенные в результате метаморфической дифференциации тектониты, представленные тонким чередованием амфиболитов, амфиболовых, актинолитовых, гранат-амфиболовых, карбонат-амфиболовых и других сланцев, а также мраморов и доломитов. По общепринятому мнению, эти породы образуют наиболее верхние горизонты нижнепротерозойского разреза и принадлежат хирвинаволокской свите людиковийского надгоризонта среднего карелия, образующей ядро синклинальной структуры [Травин, 1996, 2000]. Однако есть основания полагать, что эти породы являются продуктом динамометаморфических преобразований, имеют биметасоматическое происхождение, а их стратиграфическое положение не вполне ясно.

Толща имеет полосчато-слоистое строение, однако оно, по-видимому, является следствием интенсивной структурно-вещественной дифференциации и лишь частично наследует первичные соотношения и форму напластования исходных вулканогенно-осадочных пород. В этом структурно-метаморфическом «матриксе» плавают многочисленные мезо-, макро-, и мегабудины габброамфиболитов. Вдоль южного разрывного контакта осевой зоны протягивается прерывистая цепочка мелких тел (будин) серпентинизированных ультрабазитов. Кроме карбонатно-амфиболовых пород в строении центральной полосы участвуют полимиктовые конгломераты, состоящие из сцементированных слюдисто-амфиболовым матриксом галек и валунов кварца, кварцитов и плагиогранитов, однако их положение в разрезе неясно.

Полоса пород, развитых в осевой части Кукасозерской синклинали, характеризуется высокой степенью линеаризованности и сжатости структур с субвертикальным залеганием слоев, с небольшими отклонениями падения в 10–20° в северных или, что более характерно, в южных румбах, конформно разрыву, протягивающемуся вдоль южного ограничения зоны на границе со структурами Карельского массива. Простирание сланцеватости, межпластовых разделов, осевых плоскостей складок, линейности удлинения и минеральной линейности соответствует общему изгибу дуги Кукасозерской структуры и в центральной части имеет субширотное направление.

Пласты смяты в разномасштабные изоклинальные, сложные петельчатые и колчановидные складки, образованные при последовательно развивающемся процессе пластического течения. Осевые поверхности складок субвертикальны или слабо наклонены в северном или южном направлениях. Шарниры складок имеют падение к западу под углом в 10-30° к горизонту в соответствии с общей линейностью, фиксируемой по минеральным агрегатам. Развиты интенсивная сланцеватость, многочисленные послойные продольные вязкие разрывы и зоны хрупко-пластического течения, продольные будинаж-структуры. Будинажу подвержены, в частности, замковые части складок, в результате чего они образуют цепочки концентрически замкнутых будин, а их крылья смыкаются, и возникают структуры тектонического сшивания. Будины расположены или на одной линии, соответствующей направлению сланцеватости, или кулисообразно, подчеркивая, вместе с сигмоидальными изгибами многих структурных элементов, общее продольное сдвиговое течение в пределах зоны. Развиты минеральная линейность и линейность удлинения, имеющие, как и оси складок, горизонтально-продольную к простиранию зоны ориентировку при наклоне в 10-15° к горизонту.

В целом осевая полоса Северо-Карельской зоны имеет складчато-линзовидно-ленточную макроструктуру и состоит из отдельных струйчатых литонов разного масштаба, ограниченных вязкими разрывами. Литоны отличаются разными режимами тектонического течения, соответствующими простому (некоаксиальное течение) и чистому (коаксиальное течение) сдвигу или их комбинации. Как показывают вышеприведенные данные, общая структура центральной полосы характерна для областей вертикально-плоскостного субгоризонтального осепродольного хрупко-пластического сдвигового течения, которое осуществляется в условиях интенсивного поперечного сжатия, т.е. структурный рисунок зоны отражает интерференцию режимов поперечного сплющивания или содвига [Расцветаев, 1973, 1977, 2002] и осепродольного сдвигового течения.

Тектоническая структура северного и южного обрамления отличается от структуры осевой зоны меньшей линеаризованностью и специфическим набором тектонических форм.

В северном обрамлении структурный рисунок характеризуется извилистыми очертаниями и сложной виргацией тектонических форм, проявлением купольно-складчатого тектогенеза, сложным взаимопроникновением (как в горизонтальном, так и в вертикальном планах) кристаллических масс карельского и беломорского типов с исчезновением в результате структурно-вещественной перестройки четкой границы между ними. К северу от осевого «шва» нижнепротерозойские толщи имеют относительно пологое залегание. Карельские комплексы образуют здесь широкую полосу и осложнены запрокинутыми к северу диагонально-кулисными складками с левосторонним рисунком, что отражает общую сдвиговую кинематику. Характерной чертой структуры является ярко выраженная структурная асимметрия ее северо-западного и северо-восточного крыльев [Колодяжный, 2000, 2006; Травин, 2000]. Асимметрия структурного плана и соотношение структур в пространстве указывают, что в пределах северного обрамления шовной зоны преобладает некоаксиальное латерально-продольное тектоническое течение горных масс в условиях объемного левосдвигового смещения, парагенетически связанного с общим выдавливанием толщ к западу и к северу.

Фиксируется почти повсеместный субслойный тектонический срыв (detachment fault) на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Субгоризонтальные и субслойные зоны тектонического рассланцевания, бластомилонитизации и тектонических срывов, сопровождающиеся вторичными структурно-вещественными преобразованиями и формированием новых объемов гранитизированных пород на границе цоколя и чехла описаны на многих участках территории.

К югу от шовной зоны Кукасозерского сегмента располагаются гранитогнейсы Карельской провинции, тектонический стиль которых определяется развитием структурно обособленных, но имеющих сходное внутреннее строения ячеек, которые представляют собой домены линзовидной и ромбовидной формы, отграниченные друг от друга относительно узкими (0,1–0,5 км) субвертикальными зонами катаклаза, рассланцевания, бластомилонитизации и диафтореза, отражающими взбросо-сдвиговое вязко-пластическое течение.

Заканчивая описание фактического материала, отметим: (1) внутри всей колонны пород Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны существует единая для фундамента и чехла структурно-метаморфическая зональность, а структурно-метаморфические несогласия отсутствуют; (2) наблюдается четкая корреляция структурных форм архейского фундамента и нижнепротерозойского проточехла: линейные и плоскостные элементы образуют на стереограммах общие концентрированные поля; (3) соответствие линейности растяжения (В-линейность) шарнирам складок характеризует последние как результат расплющивания с преобладающим продольным (вдоль шарниров) направлением тектонического транспорта.

Приведенные выше данные позволяют рассматривать Кукасозерский сегмент Северокарельской зоны как зону концентрированной деформации, отвечающую режиму содвига (сплющивания) с преимущественно горизонтально-продольной сдвиговой кинематикой и взбросо-сдвиговой. Формирование инфра- и супраструктуры Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны, которая на ранних этапах представляла собой рифтогенную структуру, заложившуюся на континентальном архейском фундаменте, связано с проявлением свекофеннского тектогенеза. Парагенез структурных ансамблей свидетельствует, что зона сформирована в едином поле напряжений в результате субмеридионального сжатия между двумя геомассами – Беломорской на севере и Карельской – на юге, и представляет собой зону сплющивания и продольного асимметричного тектонического течения [Колодяжный, 2006; Травин, 1996]. Особенностью структурно-кинематического плана является, повсеместное развитие признаков объемного сдвигвого тектонического течения, а также убывание интенсивности структурообразующих процессов от центральной полосы к периферическим участкам зоны. Это указывает на то, что формирование осевой области концентрированных деформаций не связано напрямую со столкновением двух жестких блоков. Теоретически оно может быть обусловлено встречным осепродольным объемным течением пластичных беломорских (течение с востока на запад) и карельских (течение с запада на восток) горных масс и концентрацией наибольших напряжений в зоне их соприкосновения (эффект фрикциона). Отчетливо выраженный аркадный характер Кукасозерской мегаструктуры также противоречит модели столкновения *жестких* коровых пластин [Сомин, 2000]. Структурно-кинематический ансамбль Северо-Карельской зоны отвечает вза-имодействию пластифицированных объемов земной коры.

В завершении нужно добавить, что латеральное сдвиговое течении и поперечное сплющивание проявляется в Северо-Карельской зоне и на новейшем этапе, что фиксируется по структурно-геоморфологическим признакам [Зыков, 1999, 2001; Леонов М. и др., 1998].

Центрально-Карельская зона концентрированной деформации

Центрально-Карельская зона, имея ширину от 5 до 50 км, протягивается более чем на 400 км вдоль оси Карельского массива и трассируется системой линейных синклинальных (часто изоклинальных) структур, выполненных толщами протоплатформенного чехла.

Частные синклинали, вытянутые на десятки километров и имеющие ширину от нескольких сотен метров до 1–5 км, в южном направлении расширяются до 20–30 км, образуя треугольную в плане Сегозерскую мульду, к югу от которой Центрально-Карельская зона распадается на две ветви – Сегозерско-Кумсинскую и Койкарско-Сегозерскую. Последнюю, базируясь, главным образом, на данных и обобщениях С.Ю.Колодяжного [Колодяжный, 2006; Леонов и др., 2001; Колодяжный и др., 2000; др.]), рассмотрим более подробно.

Койкарско-Сегозерская зона, при ширине порядка 5–10 км, прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 100 км (рис. 6.6). В ее

В. Модель формирования купольных структур в сдвиговом поле напряжений, по [Бондаренко, 1991]

Буквенные обозначения на стереограммах: F₁, F₂, F₃ – осевые плоскости складок первой, второй и третьей генерации соответственно; LF – шарниры складок; β – ось складчатости

Рис. 6.6. Койкарско-Сегозерская зон концентрированной деформации, по [Колодяжный, 2006]

А. Врезка: *1* – гранитогнейсы (нижний архей); *2* – зеленокаменные образования (верхний архей); *3* – отложения проточехла (нижний протерозой).

Основной рисунок: 4 – гранитогнейсы (Ar₁); 5–7 – лопий (Ar₂): 5 – зеленокаменные комплексы, 6 – гранодиориты, 7 – граниты; 8–13 – проточехол (Pr₁): 8 – сумий (андезитобазальты), 9–10 – сариолий: глыбовые брекчичи (9), конгломераты (10); ятулий: 11 – терригенные отложения, 12 – вулканогеннотерригенные отложения, 13 – терригенно-карбонатные отложения; 14 – четвертичные отложения; 15 – зоны сдвиговых деформаций; 16 – взбросо-сдвиги: достоверные (*a*), предполагаемые (*б*); оси складок: 17 – первой генерации, 18 – второй генерации, 19 – третьей генерации: синклинали (*a*), антиклинали (*б*); направления: 20 – погружения куполообразных структур, 21 – сдвиговых перемещений, 22 – вращения; 23 – положение схемы Б на врезке А; 24 – основные структуры и зоны: Кк – Койкарская купольно-сдвиговая структура; КС – Койкарско-Сегозерская зона; СКм – Сегозерско-Кумсинская зона; Он – Онежская система дислокаций; С – Семченский зеленокаменный трог.

В–Е – стереографические равноплощадные проекции на нижнюю планисферу полюсов сланцеватости и слоистости: В – сланцеватость в породах лопия; Г – слоистость в породах сумия; Д – слоистость в породах сариолия; Е – слоистость в породах ятулия.

Б. Неотектоническая структура Койкарского купола, по данным Д.С. Зыкова [Колодяжный и др., 1992] (объяснения в тексте).



строении участвуют гранитогнейсы, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы архея, а также вулканогенно-осадочные толщи нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Зона ограничена субвертикальными разломами и зонами пластического сдвигового течения, а в ее пределах преобладает субвертикальное положение пластов и сланцеватости. Породы пронизаны крутопадающими разрывами, а также зонами рассланцевания и бластомилонитизации, вдоль которых происходит тектоническое совмещение линз, сложенных породами различного возраста и состава.

Наблюдаются элементы диагонально-кулисного по отношению к простиранию зоны расположения структурных элементов (линзовидных тел, осевых поверхностей складок, вязких разрывов). Тектонические линзы часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна плоскостям их ограничения. В результате формируется линзовидно-петельчатый структурный рисунок, свойственный зонам сдвиговых деформаций [Бондаренко, 1991; Расцветаев, 1977; Хиллс, 1967].

В Койкарской структуре выделено три структурно-формационных этажа: (а) фундамент, сложенный лопийскими породами; (б) сумийско-сариолийские образования «квазичехольного» комплекса; (в) ятулийские осадочно-вулканогенные породы протоплатформенного чехла. Каждому из комплексов свойственны характерные структурные парагенезы.

Структурные парагенезы фундамента. Лопийский комплекс ядра Койкарской антиклинали имеет складчато-линзовидную внутреннюю структуру [Колодяжный, 2006; Миллер, 1988]. Внутри отдельных тектонических линз отмечены фрагменты ранних линейных складок F₁, осложненных асимметричными складками F, с левым рисунком. Со складками второй генерации связаны мезо- и микроструктурные формы: C-S-структуры, главные (C₃) и вторичные (сколы Риделя R₂) сдвиговые зонки; линейность удлинения (L); асимметричные складки; кренуляционный кливаж; сигмоидальные структуры вращения; минеральная сланцеватость; минерализованные зонки теней давления. Морфология и пространственное сочетание структур указывают на развитие в пределах лопийских образований объемных левосдвиговых перемещений, имеющих диссипативный характер. Они хорошо обособлены в относительно слабо деформированных породах; с нарастанием деформаций происходит их полная линеаризация и слияние в одну плоскость, близкую к поверхности S₁. Парагенезы третьей генерации наследуют ранние структурные элементы, но направление перемещения полярно меняется: плоскости ранних левых сдвигов С, преобразуются в правые сдвиги С, Объемные сдвиговые деформации в лопийских породах обуславливают общее продольное тектоническое течение, развивающееся с разной интенсивностью, в результате чего формируются локальные области оттока и нагнетания.

Анализ удлинения деформированных галек и других включений показал, что в центральных частях крупных тектонических линз, сложенных породами лопия, линейность ориентирована полого; в областях выклинивания линз – постепенно погружается и становится субвертикальной. Таким образом, в пределах лопийского ядра фиксируются элементы как продольного (по простиранию зоны), так и субвертикального течения материала. Макро-, мезо-, и микроструктурный рисунки ядра Койкарской структуры подобны друг другу, и их совокупность указывает на общее горизонтально-продольное течение, на фоне которого были обособлены локальные области продольного выжимания и нагнетания горных масс. В то же время куполообразная форма структуры и наличие субвертикальных направлений перемещения горных масс позволяет говорить о сдвигово-купольной кинематике. Однако речь не идет о классических гранитогнейсовых куполах: здесь формируются структуры, купольная форма которых вырисовывается по линейно-плоскостным элементам и общей морфологии.

Структурные парагенезы «квазичехольного» комплек с а. Андезито-базальтовые лавы сумия и конгломераты сариолия слагают крупную линзу в районе северного замыкания Койкарской антиклинали. Разрывы, ограничивающие линзу, прослеживаются в фундамент и имеют выявленные в этом комплексе структурные признаки сдвигового течения третьей генерации. Протерозойские породы, в целом слабо метаморфизованные, в этих зонах преобразованы в бластомилониты зеленосланцевой фации, идентичные тектонитам, сформированным по породам лопия. В пределах комплекса фиксируются две системы сопряженных конических складок, осевые плоскости которых образуют острый угол. Кливаж осевой плоскости отсутствует, но развит кливаж разлома, имеющий ориентировку, аналогичную плоскостям С, в лопийских породах. Поверхности кливажа скалывания испытывают сигмоидальный изгиб (вращение по часовой стрелке). Таким образом, сумийско-сариолийские толщи имеют складчато-линзовидную структуру, сходную с таковой лопийского комплекса, а развитые в них конические складки свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций. Следовательно, развитие структур третьей генерации в пределах лопийского комплекса связано с постсариолийским этапом деформации, а различная интенсивность структурной перестройки – с разной реологией породных масс: пластичных и подвижных лопийских и относительно монолитных и жестких сумийско-сариолийских.

С т р у к т у р н ы е п а р а г е н е з ы п р о т о ч е х л а. Проточехольные образования в северной части зоны образуют узкие синклинали, диагонально или конформно ориентированные по отношению к простиранию зоны и зажатые между выходами пород фундамента. Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему куполовидных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются породы фундамента и одной из которых является Койкарская структура, которая представляет собой выраженную в современном рельефе куполовидную, каплеобразную в плане брахиантиклиналь. Ядро структуры сложено вулканогенно-осадочными породами лопия, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, и залегающими на них со структурно-метаморфическим несогласием нижнепротерозойскими андезитобазальтами сумия и выше – конгломератами сариолия. На всех обозначенных сериях пород с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные толщи ятулия.

С.Ю. Колодяжный [Колодяжный, 2006] следующим образом рисует картину структурно-тектонической эволюции Койкарской купольно-сдвиговой структуры. К концу позднего архея формируется система линейных складок F_1 , имеющих северо-восточную ориентировку (в современных координатах!). Их формирование связано с начальными этапами деформации сдвига. Последующее развитие деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к формированию асимметричных складок F_2 , продольных сдвигов C_2 и диагональных нарушений Риделя R_2 , что обуславливает появление складчато-линзовой структуры, которая развивалась синхронно со складчатостью, с взаимоналоже-

нием складчатых и разрывных структур друг на друга. После формирования проточехольного комплекса (карельская фаза диастрофизма), фундамент продолжает испытывать пластические сдвиговые деформации в режиме ремобилизации, однако в условиях дифференциального течения горных масс в данном объеме происходит смена кинематики с левосдвиговой на правосдвиговую. При этом плоскостные структурные элементы древних структур наследуются молодыми. В конечном итоге в результате комплексного взаимодействия пород фундамента и чехла в поле сдвиговых деформаций и наличия вертикальной составляющей перемещений формируется Койкарская купольно-сдвиговая структура, развитие которой продолжается, как показывают структурно-геоморфологические исследования, и в настоящее время.

Анализ структурного рисунка Койкарской зоны в целом и его сопоставление с рассмотренными структурно-кинематическими парагенезами Койкарской антиклинали указывают на существование протяженной зоны концентрированных сдвиговых деформаций и на единство структурно-кинематических процессов на всем ее протяжении. Формирование сильно пережатой сдвиговой зоны, сопровождаемое возникновением оперяющих структур типа козырьковых надвигов, указывает на существование режима транспрессии по крайней мере в периоды ребольского, свекофеннского и неотектонического этапов структурообразования. В процессе развития сдвиговой деформации происходит линеаризация структурного плана. Можно полагать, что Койкарская структура отражает «незрелую» стадию формирования зон концентрированных деформаций, тогда как Койкарско-Сегозерская зона в целом и описанная выше Кукасозерская структура представляют более продвинутую стадию процесса латерального сдвигового течения.

Необходимо отметить еще два принципиальных момента, связанных с формированием этой зоны концентрированных деформаций. Во-первых, для данной зоны характерно формирование *сдвигово-купольного* структурного парагенеза, и образование купольных структур обусловлено возникновением зон декомпрессии и нагнетания в зоне сдвигового течения. Во-вторых, зона активно развивается во взбросо-сдвиговом режиме и в новейшее время, что установлено С.Д.Зыковым на основании морфоструктурного анализа [Колодяжный и др., 2000].

Зоны диссипативного сдвигово-купольного тектогенеза

Области диссипативного купольно-сдвигового тектогенеза отражают объемное тектоническое течение горных масс, рассредоточенное по множеству структурных элементов: сланцеватости, зонам катаклаза и милонитизации, линейности, плойчатости, микро-, мезо- и макросдвигам и другим линейноплоскостным элементам. Об этом свидетельствуют также преимущественно крутые залегания плоскостных структурных элементов и субгоризонтальное или слабо наклонное положение минеральной линейности. Поверхности сланцеватости в чехольных комплексах, как правило, субпараллельны поверхностям напластования или наклонены под углами 10–30° к первичной слоистости; линейность в основном продольная (по простиранию плоскостных элементов), обычно с небольшим (10–30°) наклоном к горизонту. Сдвиговая составляющая подчеркивается асимметричными подворотами слоев, структурами вращения, S- и Z-образными складками с вертикальными шарнирами, структурами типа «домино», кулисообразным расположением мелких структурных форм, магматических даек, жил и пр. Примером такого диссипативного тектогенеза является, в частности, область проявления многочисленных мелких сдвиговых деформаций, описанных в Ю.В.Миллером [1982] (рис. 6.7).

На обширных территориях массива по ориентировке структурных элементов, иногда подчеркиваясь выходами контрастных пород (например, гранитогнейсов в центре и вулканогенно-осадочных пород по периферии), вырисовываются структуры типа куполов. Причем эти купола в большинстве случаев не являются



Рис. 6.7. Деформация сдвига, рассредоточенная по множеству структурных элементов, по [Миллер, 1988]

гранито-гнейсовыми куполами в собственном смысле этого термина, а обрисованы только субконцентрическим расположением структурных элементов. Купола эти, как правило, асимметричны, имеют в плане каплевидную или линзовидную форму и расположены зачастую кулисообразно относительно друг друга. Длинные оси таких «структурных куполов» могут быть ориентированы как диагонально, так и продольно по отношению к генеральному простиранию структур Карельского массива. Их внутренняя структура и взаимное расположение также подчеркивают сдвиговую кинематику областей их распространения.

Области диссипативного (рассредоточенного) тектогенеза занимают, по существу, подавляющую часть территории Карельского массива вне описанных выше геоструктурных ансамблей линейного типа. Но и в пределах линейных зон (например, Северо-Карельской и Восточно-Карельской) области диссипативного купольно-сдвигового тектонического режима занимают земетное место.

Структурно-кинематический тип рассредоточенных сдвиговых деформаций был подмечен давно [Симонен, 1977; Харитонов, 1963]. Указывалось, в частности, что фундамент Карельского массива расчленен на разномасштабные блоки овоидной формы со следами значительных деформаций (мощных зон бластомилонитов и милонитов) по краям овоидов. Эти зоны служили, кроме того, проводниками долеритовой магмы, основных и ультраосновных глубинных пород, поздних диоритов и гранодиоритов. С ними связаны также поздние проявления мигматизации и калиевого метасоматоза. Указывается на постпротоплатфоременную активизацию фундамента и постседиментационную природу этих куполов [Харитонов, 1963]. Как отмечено в [Симонен, 1977], характерной особенностью ортогнейсов, слагающих обширные поля на территории Карельского массива, является их катакластическая структура, возникшая в результате переработки пород свекокарельской орогенией. Возраст переработки (перекристаллизации) по данным K-Ar определения по биотиту – 1750–1800 млн лет.

Необходимо отметить также, что тектоническая активность зон купольного тектогенеза фиксируется и для новейшего времени [Зыков, 1999, 2001; Колодяжный и др., 2000].

Зоны растяжения и оттока

К этой категории структур относятся, вероятно, Ладожская депрессия, Сегозерская и Лехтинская синклинали, некоторые другие структуры. Но наиболее ярким и хорошо изученным примером безусловно является Онежская мульда, расположенная в пределах юго-восточной части Карельского массива. Исчерпывающее на сегодняшний день обобщение по Онежской структуре, в том числе и ее геодинамическая интерпретация, содержатся в в фундаментальной монографии [Онежская..., 2011]. Поэтому здесь будет дана лишь краткие сведения, полезные с точки зрения разбираемой проблемы.

Район Онежской мульды характеризуется латеральной и вертикальной неоднородностью тектонического плана. Наблюдается резкая структурная дисгармония на границе фундамента и проточехла, на контакте довепсийских и вепсийских комплексов и пр. Онежская палеопротерзойская структура состоит из двух синклинальных овалов: Северо-Онежского и Западно-Онежского. Западно-Онежская синклиналь относительно проста и представляет собой пологую блюдцеобразную структуру с крутым (до вертикального) западным крылом, обрезанным разломом. В контексте статьи наиболее информативна Северо-Онежская синклиналь, имеющая округлую форму, слегка вытянутую в направлении СЗ-ЮВ. Восточный край структуры образует дугу, соответствующую Повенецкому заливу; западным ограничением мульды служит Койкарско-Сегозерская зона сдвиговых деформаций. На северо-западе и севере мульда переходит в систему сильно сжатых синклинальных структур (Салвиламбинская, Ялгамская, Кумсинская).

Главная особенность Северо-Онежской синклинали – это сочетание ее общей блюдцеобразной формы с линейным планом инфраструктуры, которая представлена чередованием корытообразных синклиналей и узких линейных антиклиналей. Синклинали (шириной 6–15 км) имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Крупные складки осложнены изгибами и малоамплитудными (первые десятки метров) разломами. На участках пологого залегания отмечены деформации продольного субслоевого течения [Копелиович, Симанович, 1963, 1966; Леонов, 19976; Леонов и др., 2001]. Антиклинальные зоны отличаются напряженной складчатостью. Имея ширину 0.2-4 км и амплитуду до 1000 м, они прослеживаются на десятки километров. По сравнению с синклиналями, в ядрах антиклиналей мощности отложений увеличены в 2-4 раза. Антиклинали осложнены складками более высоких порядков и разломами. Иногда их ширина сопоставима с синклиналями, но обычно это узкие, пережатые складки гребневидной и грибовидной формы. Их крылья осложнены малоамплитудными взбросо-сдвигами и надвигами, смещения по которым не превышают 100–250 м. Падение слоев на крыльях до вертикального и запрокинутого.

Антиклинальные структуры локализованы в зонах продольных сдвигов, что подчеркивается кулисным расположением складок высоких порядков и даек габбро-диабазов. Сдвиговая деформация в этих зонах неравномерна и максимальна вблизи сместителей. В пределах антиклиналей породы рассланцованы, кливажированы, катаклазированы, брекчированы, в них возрастает метаморфизм и проявлена метасоматическая минерализация. Оси складок извилисты и образуют виргации. Генеральный план отвечает главному карельскому направлению (ЮЮВ-ССЗ). Шарниры складок ундулируют, но в целом воздымаются к СЗ, в направлении выходов гранитного основания. Линейным складкам чехольного комплекса в фундаменте соответствуют разломы, зоны рассланцевания и повышенной тектонической трещиноватости [Афанасьева, 1990, 1997]. На границе фундамент-чехол иногда фиксируется структурная инверсия [Афанасьева, 1990, 1997]. В чехольных комплексах происходит выжимание вверх, в фундаменте - всасывание вниз, чем определяется синклинорное строение зон на нижних уровнях. Различие в реологии пород цоколя и чехла приводит к возникновению срыва-отделителя на границе этих структурных этажей. Наличие сопряженных зон концентрированной деформации в фундаменте и в чехле отражает синхронность деформаций в обоих комплексах. Парагенез структур, их ориентировка и характер изменения мощностей свидетельствуют о пластическом нагнетании материала от синклиналей к антиклиналям, а также в общекарельском направлении – ЮЮВ-ССЗ. В результате формируются линейные зоны концентрированной деформации с элементами протрузивного механизма, морфологией структур «цветка» или «пальмового дерева» [Морозов, 1999, 2002; Alvarez, Maurin, 1991; Ramsay, Huber, 1987] и явными признаками продольного сдвигового течения.

Таким образом, для палеопротерозойской Северо-Онежской мульды характерно: длительное развитие в режиме центрально-симметричного седиментационного бассейна; чередование сопряженных линейных антиклинальных структур и широких корытообразных синклиналей; резкое различие в степени и стиле деформированности пород в пределах антиклиналей и синклиналей; конседиментационное развитие структурного ансамбля [Колодяжный и др., 2000; Леонов М. и др., 2003 а, б], которые свидетельствуют о длительном росте купольных структур в период раннего и, возможно, позднего протерозоя. Имеются свидетельства о росте куполообразных структур и на новейшем этапе [Зыков, 1999, 2001; Онежская..., 2011; Колодяжный и др., 2000; Леонов М. и др., 2001; Леонов М. и др., 2003 а. б]. Нужно отметить, что формирование такой специфической структуры было свойственно только Северо-Онежской мульде; в вепсийских породах Западно-Онежской синклинали подобная инфраструктура не выявлена. хотя ее центрально-симметричная форма весьма отчетлива. Позднепротерозойско-фанерозойский этап не может быть охарактеризован сколько-нибудь полно, но важно то, что инфраструктура Северо-Онежской синклинали неоднократно оживлялась и продолжала свое развитие, что отражено в гидротермально-метасоматической переработке пород в пределах линейных антиклинальных зон в свекофеннское (1730±40 млн лет), позднепротерозойское (1100-900 млн лет) и мезозойское (150–100 млн лет) время [Полеховский и др., 1995].

Геодинамические условия и механизмы формирования Онежской структуры трактуются по-разному [Бондаренко, 1984; Колодяжный, 2006; Леонов, 2008; Минц и др., 1996; Онежская..., 2011], но при этом, по-видимому, ни у кого не вызывает сомнения значительная роль сдвиговой составляющей и тектонического течения горных масс в ее пределах. Процессы тектонического течения пород четко фиксируются также и соответствующими структурами и их парагенезами в отложениях палеопротерозойского осадочного чехла (обобщение материала см. в [Леонов М., 2008]).

Рассмотренный материал свидетельствует, что породы архейского фундамента и протоплатформенного чехла Карельского массива, при принципиальном единстве структурно-кинематического плана, подвержены не только складчато-разрывным деформациям, но и деформациям, отражающим внутреннюю объемную подвижность горных пород, их хрупкопластическое и квазипластическое течение, т.е. реидную деформацию. Главный структурный ансамбль Карельского массива отвечает режиму сдвигового тектонического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой и фиксирует отток горных масс из южных частей массива, сопровождающийся формированием компенсационных впадин, латеральное течение в его центральных частях (зоны осепродольного течения и диссипативного сдвига) и нагнетание горных масс в северном направлении (зоны сплющивания и содвига).

Значение объемного сдвигового течения также подтверждается: существованием пластичного рифтогенеза со сдвиговой составляющей на более ранних этапах эволюции (в лопии) [Горьковец, 1993]; данными о сдвигово-надвиговой кинематике в районе Куолоярвинско-Паанаярвинской структуры [Silvinnoinen, 1991]; материалами интерпретации дистанционных съемок [Соколова, 1993]; S-образной внутренней структурой отчленившегося от Карельского массива блока Исальми, которая связывается с процессом вращения со сдвигом [Вейринен, 1939]; заметной ролью сдвигов и сдвигового течения на территории Балтийского щита в целом [Балаганский, Козлова, 1997; Балаганский и др., 1998; Балуев и др., 1997; Колодяжный 2004, 2006].

Сравнительнонедавнопоявилась фундаментальная работа С.Ю.Колодяжного [2006], в которой приведен большой объем нового фактического материала и теоретические разработки, подтверждающие изложенные в этой книге основные положения о ведущей роли объемного течения в процессе становления Карельского массива.

При этом массив, как уже говорилось, характеризуется общей для супраи инфракрустальных комплексов структурно-тектонической зональностью. Движение осуществляется «en block», без расчленения массива на отдельные блоки (микроплиты)¹ о чем свидетельствует, в частности, отсутствие крупных тектонических смещений по разломам и их общий рисунок (см. рис. 6.1, рис. 6.10). Анализ геологических и тектонических карт, а также материалов дистанционных съемок показывает, что разрывы четко фиксируются на местности, но существенных смещений по ним не обнаруживается. Т.е. массив дезинтегрирован и представляет собой гигантскую хрупко-пластическую мегабрекчию, двигающуюся в виде более или менее единого тектонического потока.

В то же время, массив не является жестким блоком или плитой: региональный материал указывает на значительную пластичность и внутреннюю объемную подвижность горных масс, связанную с различными проявлениями тектонического течения (реидной деформации), преимущественно, в его (ее) хрупко-пластическом и пластическом выражении. При этом с течением времени и усилением склеротизированности коры происходит смена типа пластической деформации. На ранних этапах при интенсивном прогреве и проявлении магматических и метаморфических процессов деформация сопровождается (и стимулируется) интенсивными вещественными преобразованиями и связана с процессами растворения, перекристаллизации, бластеза, метасоматоза, т.е. с нарушением фазовых равновесий. На более поздних этапах – при ослаблении термобарического режима – реидная деформация осуществляется на межзерновом, межлитонном и межпластовом уровнях, и главное значение приобретает процессы проскальзывания и катаклаза. Заметную роль начинает играть разрывная и доменно-блоковая тектоника. Эти процессы сопровождаются проявлениями регрессивного метаморфизма. При этом нужно отметить, что деформация осуществляется за счет объемного ослабления внутренних связей в горных породах на всех масштабных уровнях, что в известной степени отвечает идее о проявлении в кратонизированных объемах земной коры «тектоники разрыхления» (Lockertectonik) [Штилле, 1964]. Именно это явление определяет возможность реидной деформации в пределах консолидированной, относительно жесткой коры, в том числе и на неотектоническом этапе.

Реидная деформация осуществляется в сложных формах с возникновением структур сжатия (зоны сплющивания, надвиги, складки-покровы), растяжения (зоны оттока, грабенообразные структуры, бассейны типа пулл-апарт), областей продольного течения, вращения, псевдодиапиризма и пр. Особенно характерно для структуры массива наличие разномасштабных колчановидных (или «футлярных» по [Николя, 1992]) складок, формирование которых связано со сдвиговым

¹ Кроме, разве, массива Исальми, который был отчленен от Карельского массива зоной Кайну

течением и которые во многом определяют тектонический стиль территории. Течение проявляется то в концентрированной форме в виде узких линейных зон с резким преобладанием протяженности над их шириной, то в виде диссипативного процесса, рассредоточенного в большом объеме, то в виде дискретно расположенных зон сдвигового течения с режимом транспрессии и образованием «структур цветка» (Центрально-Карельская зона, линейные структуры Онежской мульды), которые мы рассмотрим несколько позже. Происходит сложное сочетание структур субгоризонтального и субвертикального течения, их виргация, изгибы, сигмоидальные завороты и пр. И все же все они образуют закономерно построенный структурный ансамбль, отражающий (подчеркнем это еще раз!) общее поступательное движение массива в СЗ (в современных координатах) направлении, осложненное частными структурами вращения.

Это движение сопровождается интенсивным субвертикальным и субгоризонтальным тектоническим расслоением массива. Вертикальное расслоение определяется в основном чередованием субвертикальных зон концентрированной и диссипативной деформации. Горизонтальное – существованием субгоризонтальных зон хрупко-пластического и квазипластического течения внутри разреза и на границах толщ разной реологии как внутри проточехольного комплекса, так и на границах толщ разной реологии как внутри проточехольного комплекса, так и на границе с архейским фундаментом, а также на нижней поверхности гранито-гнейсового слоя. При этом возникают дисгармоничные разрывы-разделители, столь свойственные пограничной области «фундамент/чехол» [Иванов, Иванов, 1996; Мусатов, 1998; Морозов, Сомин, 1998; Скляров и др., 1997; Сомин, 1998, 1999, 2000].

Горизонтальное расслоение массива, кроме приведенных выше геологических и геофизических данных, аргументировано следующими положениями: (а) существованием двух структурных ярусов: верхнего – с преимущественно вертикальными слайдами (субвертикальная расслоенность) и нижнего – с субгоризонтальным течением горных масс [Миллер, 1997, 1988]; (б) предположением о резком понижении вязкости в нижней части гранитного слоя, а возможно, и в нижней части континентальной коры и о расщеплении литосферы на несколько относительно упругих слоев, разделенных слоями с пониженной вязкостью [Stewart, Watts, 1997]; (в) признанием взаимной компенсации напряжений внутри земной коры, при которой области сжатия чередуются с областями растяжения – соответственно чередуются и зоны с различным тектоно-магматическим, метаморфическим (и тектоническим [М.Л.]) режимами [Штейнберг, 1978], что приводит к горизонтальному и вертикальному расслоению корового слоя.

Налицо объемное дисгармоничное (но определенным образом упорядоченное) тектоническое течение горных масс Карельского массива. Причем течение это осуществляется практически независимо от соседствующих Свекофеннской и Беломорской провинций, которые имеют совершенно иной структурный рисунок, набор геологических формаций, эволюционный ряд магматических и метаморфических процессов, тип коры и пр.¹, и от которых Карельский массив отчленен зонами хрупко-пластического течения и разломами глубинного заложения. В конечном итоге формируется гигантская горизонтальная протрузия (плито-поток) типа «матрешки» (telescope structure) (рис. 6.8, 6.9).

¹ Конечно, эта независимость относительна: она безусловно существует в пограничных зонах (зонах влияния), проявляется как отражение явлений надрегионального (глобального) значения и т.д.







Рис. 6.9. Один из возможных механизмов формирования колчановидных (футлярных) складок и структур типа «матрешки» (telescope structures) и «матрешек-близнецов» (twins telescope structures), образующихся в процессе объемного течения

А – принципиальная схема, 1, 2, 3 –последовательные стадии формирования колчановидных складок; Б – схема соотношения телескопических складок с зонами продольных сдвигов; В – принципиальная схема Карельской горизонтальной протрузии. Черным условно показаны зоны концентрированного хрупко-пластического сдвигового течения со сдвигово-надвиговой кинематикой, которые обуславливают тектоническое горизонтальное и вертикальное расслоение массива

Рис. 6.10. Разломная структура Карелии и сопредельных территорий

Левый рисунок: Схематическая карта новейшего структурного плана Карелии, по [Лукашов, 1974]

1 - контуры сложных грабенов; 2 - контуры сложных горстов; 3 - контуры простых грабенов; 4 - контуры простых горстов; 5 - ступени; 6 - относительно опущенные блоки фундамента; 7 - направления погружения асимметричных структур; 8 - направление длинных осей грабенов; 9 - направление длинных осей горстов; 10 - региональные разломы глубинного заложения; 11 - прочие разрывные нарушения: a - выделенные по геологическим данным, $\delta -$ выделенные по геоморфологическим данным; 12 - относительно устойчивые поднятия; 13 - области дифференцированных движений: a - сильных, $\delta -$ умеренных; 14 - области относительных погружений: a - сильных, $\delta -$ умеренная.

Римские цифры – наименование структур: горсты: І – Северо-Карельский; ІІ – Западно-Карельский; ІІІ – Восточно-Карельский; IV – Центрально-Карельская зона дифференцированных движений; грабены: V – Ладожский; VI – Онежский; VII – Беломорский.

Правый рисунок: Схема разломов восточной Карелии (составлена на основе Тектонической карты Карелии [Сыстра, 1991])

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – зеленокаменные пояса архея–раннего протерозоя; 3 – образования сумия (палеопротерзой); 4 – отложения палеопротерозойского протоплатформенного чехла (сариолий–вепсий); 5 – граниты рапакиви; 6 – структурные линии в области Беломорид; 7 – разломы



К сказанному нужно добавить, что наблюдается структурная обособленность Карельского массива от сопредельных Беломорского и Свекофеннского геоблоков, и ромбовидно-доменный рисунок современных активных разломов в пределах массива (рис. 6.10) резко отличен от рисунка обрамляющих геомасс и хорошо вписывется в представление о латеральном поступательном движении (объемном доменном течении) пород «en block», что подтверждается и независимыми данными (Зыков, 1999, 2001). Различны и рисунки разломов, проявившихся в пределах докембрийского фундамента и фанерозойского чела Восточно-Европейской платформы, что может быть свидетельством дисгармонии разломной структуры и формы проявления тектонической подвижности в разных ярусах земной коры.

Пояс Лимпопо (Южная Африка)

Данные по геологии региона заимствованы из следующих публикаций [Aldiss, 1991; Brandl, Reimond, 1990; Covard, 1976; Covard, Daly, 1984; Covard et al., 1973; Mason, 1973; McCourt, Wilson, 1992; Van Reenen et al., 1987; др.].

Складчато-метаморфический пояс Лимпопо расположен на территории юго-восточной Африки и разделяет два архейских кратона: кратон Зимбабве на севере и Каапваальский кратон на юге (рис. 6.11, 6.12). Кратоны сложены гранит-зеленокаменными породами с низкоградинтным метаморфизмом и с относительно близкими возрастами кратонизации. В Каапваальской провинции она приурочена к рубежу примерно 3 млрд лет назад, в пределах провинции Зимбабве – кульминация кратонизации достигла к рубежу 2,9–2,6 млрд лет назад. Возраст стабилизации в пределах пояса Лимпопо отличается от такового в обрамляющих массивах и составляет 2.46 млрд лет на северной окраине пояса, 2.45 млрд лет на южной окраине пояса и 2.2 млрд лет в пределах его фронтальной зоны. Окончательная кратонизация пояса фиксируется толеитовыми лавами в основании протерозойской группы Соутпансберг с возрастом 1.8 млрд лет. Т.е. формирование его структурно-вещественного облика сильно растянуто во времени и не соответствует времени становления обрамляющих его более древних структур. Нужно отметить, что архейские породы в центральной зоне пояса охарактеризованы соотношением $^{238}U/^{204}Pb \ \mu > 12$, тогда как в провинции Каапвааль µ = 9–10. Это указывает на то, что пояс Лимпопо принадлежит к иной, чем Каапваальская, изотопной провинции. К сожалению, подобных данных по кратону Зимбабве в литературе мне не встретилось. Сразу же отмечу, что во всех трех провинциях – Зимбабве, Лимпопо, Каапвааль – развиты зоны сдвигового течения. Каждый из террейнов отграничен от соседних зонами вязко-пластического сдвига, имеющими коровый масштаб. Каждый из террейнов имеет свой собственный структурный рисунок и характер тектоники и кинематики, что вытекает из анализа структурно-кинематических индикаторов.

Пояс Лимпопо представляет собой вытянутую в ЮЮЗ-ССВ направлении структуру размером 130×450 км. Он сложен высоко метаморфизованными породами архея, которые перекрыты протерозойским протоплатформенным чехлом, имеет подковообразный внутренний структурный рисунок (см. рис. 6.12) и характеризуется проявлением высоградиентного метаморфизма. Пояс обрамлен зонами вязко-пластического течения и гранулитового метаморфизма. В пределах пояса выделены три зоны: сходные между собой Северная и Южная краевые зоны (ширина каждой ~ 60 км) и Центральная зона (ширина ~ 130 км). Центральная зона от-



Рис. 6.11. Положение пояса Лимпопо в структуре Южной Африки, по [McCourt, Wilson, 1992]

 I – Протерозйские и более молодые отложения чехла; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – пояс Лимпопо; 4 – граниты Махалапай; 5 – граница пояса Лимпопо

делена от краевых системой хрупко-пластических сдвигов, но сами краевые зоны представляют собой области сдвигового хрупко-пластического течения.

Возраст протопород Центральной зоны пояса Лимпопо, представленных гранодиоритовыми и трондьемитовыми гнейсами на основании валовых определений Rb-Sr методом составляет 3,8 млрд лет, но тем не менее последующие исследования не дали возрастов древнее 3.3 млрд лет, Sm-Nd модельные возрасты не превышают 2.7 млрд лет. Серые гнейсы служат основанием для более молодых протоглинисто-терригенно-карбонатных супракрустальных серий, не встречающихся за пределами провинции Лимпопо.



Рис. 6.12. Пояс Лимпопо: элементы структуры и модель становления в структуре Южной Африки, по [Van Reenen at al., 1987]. Объяснения в тексте

1 – супракрустальные комплексы; 2 – пояс Лимпопо; 3 – надвиги; 4 – структурные линии; 5 – изограда ортопироксена; 6 – направление сдвигов

Структура Центральной зоны чрезвычайно сложна и характеризуется общим ЮЮЗ-ССВ трендом. В краевых частях Центральной зоны простирания структур линейны и соответствуют общему простиранию пояса; в центральной части и на ЮЮЗ замыкании структуры образуют подковообразные изгибы, и отдельные домены как бы вложены друг в друга. Вся территория пронизана зонами концентрированного хрупко-пластического сдвигового течения, которые обрамляют различные тектонические домены с разным структурным рисунком. Характерным элементом складчатой структуры являются мелкие сжатые складки с изогнутыми шарнирами и крутыми осевыми плоскостями, а также колчановидные складки (sheath folds), которые иногда называют также eye-shaped folds – складки, похожие на глаз¹. Колчановидные складки являются одним из наиболее характерных признаков зон сдвигового течения в метаморфических породах.

Некоторые авторы (например, [McCourt, Wilson, 1992] указывают, что зоны хрупко-пластического течения в пределах Центральной зоны распространены повсеместно, или как пишут цитированные авторы, они «вездесущи». Линеанизированы и гранитоиды и супракрустальные гнейсы и в них также широко проявлены колчановидные складки, сланцеватость, плойчатость, разлинзование, будинаж и интенсивная милонитизация.

На севере Центральная зона пояса Лимпопо отделена от кратона Зимбабве краевой зоной системами хрупко-пластических сдвигов (шир-зонами) Триангль (на востоке) и Тули-Саби (на западе), имеющими простирание ВСВ-ЗЮЗ и падение от 35–30° до 70° в южных румбах. Широко проявлена сланцеватость и минеральная линейность. Породы шир-зон надвинуты в северном направлении на кратон Зимбабве. Порфировидные граниты Чилиманзи, развитые внутри Северной зоны, имеют структурный наклон к югу и субвертикальное погружение линейных структурных элементов. Южный край Северной зоны образует зона Триангль с мощными милонитами и ультрамилонитами. Сланцеватость погружается на юго-восток. Кинематические индикаторы указывают на правосдвиговые смещения. Возраст основных деформаций оценивается в 1.9 млрд лет.

С юга Центральная зона обрамлена системой шир-зон Саннисайд-Палала, которая состоит из трех элементов: внутренней шир-зоны Саннисайд, внешней ширзоны Палала (ширина около 10–12 км) и расположенным между ними широким (40-50 км) линейным складчато-метаморфическим поясом. Шир-зоны характеризуются наличием крутозалегающих и падающих преимущественно в северных румбах милонитизированных пород, аналогичных тем, которые выполняют Центральную зону, с субгоризонтальной минеральной линейностью. Кинематические индикаторы указывают на левостороннее сдвиговое смещение. Возраст деформаций – 2 млрд лет. Описанные структурные элементы находятся в парагенетическом единстве с шир-зоной Хаут-Ривер (Hout River). Эта система представляет собой серию крутых, с падением к северу шир-зон более высокого порядка, захватывающих как породы южной краевой зоны, так и края Каапваальского кратона. Кинематические индикаторы указывают на надвигание пород к югу на образования Каапваальского кратона. Шир-зоны с глубиной меняют свой наклон, будучи крутыми в верхней части коры с амфиболитовой фацией метаморфизма, зоны выполаживаются в направлении нижних горизонтов корового слоя с гранулитовым метаморфизмом. Такая геометрия может свидетельствовать о наличии пластических срывов в глубинных горизонтах, которые вверху трансформируются в надвиги. В целом это приводит к формированию структур, отвечающих «тонкокожей» (thin skin) тектонике, или как пишут М. Ковард и М. Дэли [Covard, Daly, 1984], к формированию тонкоплитной коровой структуры (thin crustal plate).

¹ Форму колчана для стрел складки имеют в продольном сечении, форму глаза – в поперечном

Важным элементом строения краевых зон является проявление в них гранулитового метаморфизма, захватывающего как породы пояса Лимпопо, так и образования краевых частей обрамляющих кратонов.

Итак, тектоническое обрамление пояса Лимпопо представлено серией линейных зон хрупко-пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой. При этом северное ограничение характеризуется правосдвиговоой кинематикой с надвиганием в северном направлении, южное ограничение – левосдвиговой кинематикой с надвиганием в южных румбах. Все это свидетельствует о совокупности движений геомасс провинции Лимпопо в ЮЮЗ направлении. Отметим, что кинематический рисунок кратона Зимбабве также свидетельствует о его движении в ЮЗ направлении. Возраст этих движений устанавливается в интервале 2,7–2,6 млрд лет, то есть они произошли несколько раньше, чем в провинции Лимпопо.

Таким образом, все имеющиеся данные по строению пояса Лимпопо: внутренняя структура, характер ограничений, особенности проявления метаморфизма и другие особенности строения и эволюции позволяют вслед за С. МакКуртом и Дж. Уилсоном и Д. Ван Риненом с соавторами [McCourt, Wilson, 1992; Van Reenen et al., 1987] интерпретировать пояс в качестве гигантского кристаллического плитопотока, внедрившийся между двумя кратонами (рис. 6.13). Движение осуществляется в пределах всей коры и, по-видимому, подкоровой астеносферы.



Рис. 6.13. Основные этапы становления пояса Лимпопо, по [McCourt, Wilson, 1992]
Структуры, отражающие существование латеральных потоков горных масс и обладающие основными признаками горизонтальных протрузий или плито-потоков, известны, кроме рассмотренных выше и описанных в предшествующих главах, и в других регионах мира. При этом совокупность признаков, которые присущи плито-потокам или горизонтальным протрузиям (они суммированы в конце этой главы), позволяет – хотя и предположительно – выявлять сходные структуры. Так, весьма вероятен протрузивный механизм для формирования структуры Шварцвальда [Echtler, Chauvet, 1992], поскольку, как видно из рисунка (рис. 6.14), структура района обладает практически полным набором необходимых признаков (структура типа «матрешки», сдвигово-надвиговый парагенез, внутреннее расслоение, коровые граниты и пр.). Крупные геологические тела подобного типа выявлены по геофизическим данным в Кольско-Мезенском регионе и в Тимано-Печерской провинции [Костюченко, 1997], в некоторых других регионах. Можно предполагать, что дугообразные структуры Центрально-Азиатского пояса, в частности, описанные в главах 4 и 5 структуры Центрального Казахстана и Монголии, а также структуры Байкальской горной области представляют собой масштабные литосферные плито-потоки, что отражено для не-



Рис. 6.14. Структура массива Шварцвальд, по [Echtler, Chauvet, 1991–1992] *1* – мантия; 2 – коровый слой; *3* – зоны вязко-пластического течения и разрывов-разделителей; *4* – граниты; *5* – отложения грабенов; *6* – структурные линии; *7* – надвиги; *8* – ограничения грабена. Желтые стрелки – главные направления перемещения масс

253

отектонического этапа в работе В.Е. Хаина и Н.А. Яблонской [1997]. Описание структурного ансамбля и закономерностей формирования гранит-зеленокаменной провинции Пилбара, приведенное в работе Т. Зегерса с соавторами [Zegers et al., 2001], также позволяет предполагать латерально-протрузивную природу некоторых элементов этого региона. Не исключена роль подобного процесса и для пояса Хидака (Япония), описанного в публикации Т. Тоясима с коллегами [Toyoshima et al., 1994]. В последнем примере отчетливо показан процесс субслойного расслоения и проникновения по плоскостям разделителей магматических расплавов как кислого, так и основного состава.

Приведу еще два региональных примера с целью подчеркнуть значимость изучения структурных парагенезов для обнаружения масштабного тектонического течения.

Анализ активных на неотектоническом этапе разломов Среднего Поволжья (Восточноевропейская платформа) привел к выводу, что их рисунок (рис. 6.15) отражает реологические свойства корового слоя и связан, вероятно, с объемным тектоническим течением [Николаев, 1994]. Этот пример интересен тем, что показывает – деформация течения может быть реализована в виде сложных латеральных потоков, которые не сказываются сколько-нибудь существенно на формировании рельефа.

3D-деформация может быть выявлена также с помощью анализа складчатых структур, что, в частности, показано на примере Мамской кристаллической полосы в северной части Байкальской складчатой области. По данным А.С. Флаасса [Флаасс, 1971], Мамско-Бодайбинская складчатая система после завершения байкальского этапа распалась на Бодайбинский блок, где верх-



Рис. 6.15. Структурный рисунок разломов, отражающий объемную деформацию корового слоя. Среднее Поволжье, по [Николаев, 1994]

Пунктир – дешифрированные структурные линии (разломы); стрелки – предполагаемое направление движения горных масс

непротерозойские слабометаморфизованные отложения не претерпели более поздних структурных преобразований, и Мамскую зону, в пределах которой проявилась палеозойская тектоническая перестройка (рис. 6.16). В Бодайбинской зоне породы смяты в сравнительно равномерные изоклинальные складки с субширотным простиранием осевых плоскостей и упорядоченными структурными элементами. При переходе в Мамскую зону осевые плоскости складок, прослеживающихся из Бодайбинского блока, претерпевают искривление в плане и образуют сложный петельчатый рисунок. Геометрический анализ привел к выводу [Флаасс, 1971], что переориентировка структур докембрийского цоколя связана с палеозойской активизацией области, расположенной вдоль южного края Сибирской платформы. Деформация происходила в условиях тангенциального сжатия и хрупко-пластического сдвигового течения.

Анализ разломной сети позволяет относительно уверенно идентифицировать горизонтальные объемные потоки литосферных масс, что показано во многих работах как российских, так и зарубежных ученых (например: [Зыков, 2001; Расцветаев, 2002; Копп, 1979; 1997; 1999; Echtler, Chauvet, 1992; McCourt, Wilson, 1992; др.], а также в соответствующих разделах этой книги.



Рис. 6.16. Структурная схема центральной части Витимско-Патомского нагорья, по [Флаасс, 1971]

I – подошва аунакитской свиты кварцитов; 2 – следы осевых плоскостей изоклинальных складок; 3 – взбросо-сдвиги; 4 – проекция на дневную поверхность краевого шва; 5 – региональные структурные элементы: І – Бодайбинский блок, ІІ – Мамская зона палеозойской активизации

Латеральные протрузии на коре океанического типа

Структуры, отвечающие практически всем параметрам горизонтальных протрузий (плито-потоков), обнаружены и в пределах современных океанических пространств и приокеанических зон. На структуры такого типа геологи неоднократно обращали внимание (например, [Ажгирей, 1960; Ирдли, 1960]), приводя в пример дугу Скотия, Карибскую дугу или подковообразные структуры Тимора-Церама вокруг моря Банда. Американский ученый А.Дж. Ирдли выделял их под названием «сжатые (tight) дуги». Кратко рассмотрим два наиболее ярких примера.

Дуга Скоша

Эта структура расположена в южной части Атлантического океана, и по существу является неким продолжением Южно-Американского и Антарктического континентов, образуя гигантскую вытянутую в широтном направлении подкову. Число публикаций, касающихся тектоники и геодинамики этого региона, не столь велико, как он того заслуживает, но все-таки основные черты строения и эволюции в настоящее время установлены вполне четко [Виноградов и др., 2000; Гершанович, Живаго, 1993; Дубинин и др., 1999; Дубинин и др., 2012; Пущаровский, 1998; Удинцев, Шенке, 2004; Шеменда, Грохольский, 1986; Barker, 1982; Barker, Hill, 1981; Barker, Lawver, 1988; Galindo-Zaldivar et al., 2000; Maldonado, 2000; Vanneste et al., 2002; мн. др.]. Дальнейшее изложение будет базироваться на этих работах, но главным образом на обзорах Г.Б. Удинцева и Г.В. Шенке [2004] и Е.П. Дубинина с соавторами [1999].

В разных публикациях дается различное понимание этой структуры. В этой работе под названием «дуга Скоша» будет подразумеваться совокупность морфоструктурных элементов, которые образуют петлю между Южно-Американским и Антарктическим континентами и включают глубоководную котловину моря Скоша, ограничивающие ее с севера и с юга хребты Северный и Южный Скоша, соединяющий их на востоке вулканический хребет Южно-Сандвичевой островной дуги, а также разлом Шеклтона, являющийся некоторой условной западной границей структуры.

Дуга Скоша (рис. 6.17) протягивается от южной оконечности континента Южной Америки, огибает на востоке глубоководную котловину моря Скоша и причленяется к северо-восточной окраине Западной Антарктиды. Она вытянута в субширотном направлении более, чем на две с половиной тысячи километров при ширине около 1000 км, т.е. представляет собой крупную структуру земной литосферы. С севера и с юга плита Скоша обрамлена трансформными разломами, которым отвечают системы хребтов и трогов: на севере – Северный хребет Скоша и Фолклендский трог, на юге – Южный хребет Скоша, Южно-Шелендский желоб, желоба Лари и Дискавери. Центральная часть структуры часть имеет кору океанического типа, а обрамления – кору континентального, переходного и островодужного типов. Фронтальная часть представлена цепью поднятий Южно-Сандвичевых островов (вулканизм?), перед которой располагается Южно-Сандвичев желоб. По современным представлениям эта фронтальная дуга соответствует наклоненной в западном направлении зоны субдукции с надвиганием в сторону желоба и формированием в тылу компенсационных структур растяжения в виде поперечной к структуре небольшой спрединговой зоны.

Выделенным морфоструктурам соответствуют и определенные структурно-кинематические обстановки: фронтальным хребтам – обстановки сжатия и поддвига-надвига, хребтам и трогам северного и южного ограничения со-



Рис. 6.17. Тектоническая схема района дуги Скоша, по [Galindo-Zaldivar et al., 2000], рисунок взят из книги [Удинцев, Шенке, 2004]

1 – зоны активной субдукции; 2 – неактивная зона субдукции; 3 – разломы со сдвигово-надвиговой кинематикой (зоны транспрессии); 4 – прочие разломы; 5 – зоны активного спредига; 6 – центры неактивного спрединга; 7 – активные зоны растяжения; 8 – активные зоны со сдвиговораздвиговой кинематикой (зоны транстенсии); 9 – кора континентального типа; 10 – кора океанического типа; 11 – граница океан-континент. Буквенные обозначения: BS – пролив Брансфилд, PAR – хр.Феникс-Антарктик, SSB – Южно-Шетландский блок, SST – Южно-Шетландский желоб, STC – Южно-Чилийский желоб, WSR – хр.Западный Скоша

ответствуют крупные региональные сдвиги, с которыми связаны: в пределах трогов – обстановки транстенсиии (сдвиг с растяжением), в пределах хребтов – обстановки транспрессии (сдвиг со сжатием); в центральной части котловины моря Скоша превалирует обстановка объемной транстенссии с формированием косых зон спрединга. Разлом Шеклтона является, по всей видимости, продолжением поддвига (зоны субдукции) тихоокеанской литосферы под Южно-Американский континент, но приобретает значительную сдвиговою составляющую, отражая наличие зоны косой субдукции.

Океаническая по своим геофизическим параметрам плита Скоша рассматривается или как фрагмент древней плиты Тихого океана, вдвинутый между Южной Америкой и Антарктидой, либо как новообразование в результате спрединга между Южно-Американской и Антарктической литосферными плитами. Однако, по-виждимому, процесс этот несколько сложнее. Так, по данным Г.Б.Удинцева и Г.В.Шенке [2004], в процессе формирования морфоструктуры собственно дуги Скоша, играли роль три фактора: а) раздробление цоколя в результате процесса рифтогенеза, проградирующим из района моря Скоша; б) растяжение вдоль Северного и Южного хребтов Скоша, вызванное вращением континентального блока Западной Антарктиды; в) региональное растяжение между Южной Америкой и Антарктидой, которое сопровождается воздыманием мантийного материала. Эти процессы привели к деструкции континентального моста, который соединял континентальные массы Америки и Антарктиды.

Северная и Южная часть дуги Скоша, представленные корой континентального типа, обычно рассматриваются как продолжение и фрагментарные реликты мезозойско-кайнозойских складчатых поясов Патагонских Анд и подвижного пояса Западной Антарктиды. Южно-Сандвическая дуга представляет собой активную вулканическую дугу над зоной субдукции восточного фланга Срединно-Атлантического хребта.

Однако, вся совокупность данных свидетельствует не о простой зоне субдукции, а о наличии двух встречных потоков: с востока – пододвигание коры Атлантического океана, с запада – латеральное продвижение встречного литосферного потока моря Скоша. В результате зона субдукции становится крутой и образуется область так называемой замковой субдукции [Леонов М., 1996].

В генеральном плане, можно предполагать, что движение литосферного потока сопровождается его растеканием в поперечном направлении с формированием зон транспрессии по бортам структуры в области Южного и Северного хребтов Скоша. Однако последние данные [Дубинин и др., 2012] свидетельствуют о более сложной картине формирования структуры региона и существовании морфоструктурных элементов различного геодинамического типа, а также наличии во внутренних частях «дуги» разобщенных блоков с корой континентального типа. Происхождение части из их связывается со сдвиговыми деформациями, характерными для южной окраины моря Скоша, в результате которых возникали локальные микроплиты (микроконтиненты), перемещавшиеся независимо относительно материаковой части Антарктики.

Рождение плиты Скотия носит «случайный» характер, так как является следствием регионального астеносферного потока, вызванного формированием литосферного канала в результате «случайного» отделения Южной Америки от Антарктического полуострова, а не связно с глобальной кинематической перестройкой в движении плит, которое обусловлено изменением конвективных ячеек и глубинных восходящих мантийных потоков. Это обстоятельство подтверждается данными сейсмической томографии [Дзивонский, Вудхауз, 1989, 1990], которые фиксируют в районе Американо-Антарктического хребта пониженные значения скоростей сейсмических волн на глубине примерно 50 км (разуплотненная область, располагающаяся непосредственно под подошвой литосферы) и относительно повышенные значения скоростей сейсмических волн на глубинах порядка 250 км. Из этого цитированные выше авторы делают вывод, что мантия в этом районе в основном объеме находится в относительно холодном состоянии, в то время как ее верхние подлитосферные горизонты более разогретые (соответственно, менее вязкие).

Это явления связываются с воздействием тихоокеанского астеносферного потока, идущего с запада на восток и ослабляющего прочность литосферы. Глубинный восходящий мантийный поток здесь, вероятно, отсутствует.

На границе мела–палеогена в южной части Тихого океана произошли крупные тектонические перестройки, одним из следствий которых стало отделение Южной Америки от Антарктического полуострова и формирование плиты Скоша. Возникновение нового плитного объема стало следствием миграции астеносферного потока с запада на восток в результате разрыва прежде единого континентального блока, формирование Южно-Американского и Антарктического сегментов и пролива Дрейка. Момент разделения континентов имел место в олигоцене около 30 млн лет назад.

Антильско-Карибская дуга

Опуская детальное описание района, по геологии которого имеется множество публикаций (например: [Ажгирей, 1960; Ирдли, 1960; Andreieff et al., 1987; Jansma et al., 2000; Mauffut, Leray, 1997; Meshede, Frish, 1998; Taboada et al., 2000; мн. др.], остановлюсь лишь на тех основных закономерностях его строения и развития, которые имеют непосредственное отношение к теме данного раздела. Описание основывается, кроме упомянутых выше работ, на сводке В.Е.Хаина [Хаин, 2001].

Антильско-Карибский регион расположен между Северо- и Южно-Американским континентами и в тектоническом отношении соответствует Антильско-Карибской дуге. В структурном и геоморфологическом отношении регион охватывает Антильскую островную дугу, которая состоит из нескольких элементов: больших Антилл с Виргинскими остовами, Малых Антилл, Южных (Подветренных) Антилл, Центрально-Американского перешейка, Карибского бассейна, включающего Юкатанскую, Колумбийскую и Венесуэльскую впадины и разделяющих их, соответственно, хребтом и желобом Кайман, Никарагуанским подводным поднятием и подводным хребтом Беата. Впадины подстилаются корой океанического типа. В пределеах Колумбийской и Венесуэльской впадин кора имеет позднеюрский–раннемеловой возраст, в Юкатанской впадине – раннепалеогеновый, в желобе Каман – эоценовый. Согласно современным представлениям, территория соответствует Карибской литосферной плите.

Антильско-Карибская структура (рис. 6.18) имеет подковообразную в плане форму, ширину около 1000 км и протяженность по длинной оси порядка 3000 км. Она состоит из нескольких морфо-структурных элементов, образующих, так же как и описанная выше Антильская структура, единый морфоструктурно-кинематический ансамбль. Можно уверенно выделить несколько элементов этого ансамбля.

Большие Антиллы образуют северную ветвь подковы и имеют субширотное простирание. Самая северная часть этого архипелага соответствует краевой части Флоридско-Багамской платформы и вулканической дуге Кайман – Сьерра-Маэстра. В контексте рассматриваемой проблемы интерес представляет система широтно вытянутых крупных трансформных разломов со сдвиговой и сдвигово-надвиговой кинематикой, между которыми расположена транстенсионная структура Кайманова желоба (структура типа пулл-апарт). Желоб имеет протяженность более, чем 1500 км и ширину около 100 км. Желоб развивался на коре континентального типа, но в его центральной части произошел разрыв континентальной коры и возникла зона спрединга, поперечного к простиранию желоба. Но область выхода коры океанического типа узкая, и океаническая кора здесь аномально утоненная.



Рис. 6.18. Структурно-геодинамическая схема Карибского региона, по [Taboada et al., 2000; Meschede, Frisch, 1998]

1 – надвиги и зоны субдукции; 2 – сдвиги; 3 – направление и скорость перемещения горных масс; 4 – области растяжения (грабены); 5 – зоны спрединга; 6 – направление сдвиговых перемещений; 7 – Кайманов желоб; 8 – оси складчатых структур в тыловой зоне Карибской дуги; 9 – вулканы: известково-щелочные (а), щелочные (б)

Система сдвигов, осложненная местами надвигами и покровами протягивается в восточном направлении вплоть до дуги Малых Антилл, с которой зона сдвигов структурно сопряжена. Система Малых Антилл отделяет Карибский бассейн от Атлантического океана, образует подковообразный изгиб и на юге причленяется к Южно-Американскому материку. В структурно-тектоническом плане Малые Антиллы представляют собой островную вулканическую дугу, функционирующую с раннего эоцена–олигоцена вплоть до настоящего времени.

В северной части архипелага и к востоку от вулканической дуги расположена дуга Известняковых Антилл. Эти острова сложены практически не дислоцированными карбонатными породами эоцена-миоцена, которые залегают на смятых, метаморфизованных вулканитах эоценового возраста, прорванных в свою очередь кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Обнажается и более древний мезозойский метаморфизованный в эпидот-амфиболитовой фации субстрат. Мощность коры под Малыми Антиллами около 30 км.

К западу от дуги Малых Антилл расположена внутренняя дуга подводного хребта Авес, который повторяет форму внешней дуги и сложен сходным вулкано-плутоническим комплексом. Дуги разделены впадиной Гренада шириной около 140 км и глубиной до 2900 м. Она подстилается корой океанического типа из 14 км которой 9 км приходится на долю кайнозойских осадков. Мощность коры под этой дугой достигает 40 км.

Южный фланг дуги формируют морфоструктуры Подветренных Антилл, Береговых хребтов Венесуэлы и островов Тринидад и Тобаго. В самом общем виде строение этого сегмента отвечает краевой части Южно-Американского континента с надвинутыми на него образованиями более северного происхождения (офиолиты юрско-мелового возраста, островодужные вулканиты, аккреционные комплексы). Строение этого сегмента очень сложное и характеризуется наличием системы региональных правых сдвигов, осложненных серией тектонических покровов. Интересно отметить, что, согласно схеме, вергентность надвигов к северу и к югу от зоны сдвигов различна: в южной ветви она обращена к югу, а в северной, которая находится в пределах акватории Карибского моря, – к северу, то есть кинематическая картина соответствует классической зоне транспрессии, а структура – структуре цветка (flower structure).

Центральную часть Антильско-Карибской дуги занимают глубоководные впадины Карибского моря: Колумбийская – на западе и Венесуэльская – на востоке, разделенные подводным порогом хр.Беата. Строение Карибского бассейна видно из рис. 6.18, отмечу лишь некоторые характерные его особенности: аномально большую мощность океанической коры в этом регионе (до 15–20 км, из которых 3–4 км приходится на осадочный слой), предполагаемое наличие субслойных магматических внедрений (покровов, силлов) и длительное развитие структуры с мела и до наших дней включительно. Существует представление [Хаин, 2001], что кора центральной части Карибского бассейна принадлежит к типу океанских подводных плато, типа плато Онтонг-Джава в Тихом океане.

Историю развития Антильско-Карибского региона как относительно самостоятельной мегаструктуры можно проследить, начиная с середины юры (рис. 6.19), когда началось раскрытие Тетиса, продолжавшегося в центральную Атлантику и вплоть до Мексиканского залива, и спаянные в единое целое материковые массы Южной и Северной Америк и Африки начли расходится. В процессе расхождения материков Северной и Южной Америк произошло утонение континентальной коры в районе будущего Центрально-Американского перешейка, возможно, вплоть до ее разрыва и оформления к середине мела зоны спрединга и зияния с корой океанического типа. К концу неокома возникла Антильская вулканическая дуга над заложившейся зоной субдукции. Начиная с сантона отчетливо вырисовывается две геодинамические системы: одна – Антильско-Карибская с движением литосферных масс с запада на восток, и вторая – Атлантическая, с движением литосферных масс с востока на запад. В сеноне в результате субдукции Тихоокеанской плиты возникает новая вулканическая дуга в районе Центральной Америки, вновь происходит отчленение Тихоокеанских структур, и возникает самостоятельная Карибская плита. Как следует из особенностей проявления вулканизма, осадконакопления и проявлений неотектонического структурообразования, активное развитие региона продолжается и в настоящее время.

Таковы в очень сжатой форме основные особенности строения и развития региона. В аспекте рассматриваемой проблемы важен факт последовательной проградации всего тектонического ансамбля с запада на восток с постепенным оформлением подковообразной формы и образованием специфичес-





кого структурного ансамбля (см. рис. 6.18, 6.19), включающего фронтальную зону надвига-поддвига (зона субдукции перед Малыми Антиллами), краевые зоны сдвигов с характерной структурой цветка; тыловые впадины растяжения, наличие субслойных магматических внедрений, последовательная гранитизация и метаморфизм; и пр., т.е. здесь присутствует практически весь набор признаков, позволяющий отнести данную структуру к категории горизонтальных плито-потоков.

Таким образом, можно констатировать: горизонтальные плито-потоки (горизонтальные протрузии) – это категория структур, имеющая глобальное распространение и свойственная и континентальной и океанической литосфере. В качестве предположения – пока еще интуитивного и основанного лишь на косвенных данных и соображениях логического характера – могу предположить, что формирование данного типа структур сопровождается и процессом образования «гранитного» слоя (континентальной литосферы) за счет структурно-метаморфической переработки отложений, сначала краевых зон структуры, а затем и мощных осадочных толщ котловин внутридуговых бассейнов. Происходит постепенная кратонизация внутренних объемов дуговых структур описанного типа. Некоторые данные по геологии дугообразных структур Казахстана подтверждают это предположение.

И еще одно замечание. В последнее время много внимания уделяется нелинейности геологических процессов [Нелинейная...1994]. Мне представляется, что формирование структур типа горизонтальных протрузий в пределах океанической литосферы является прекрасным примером проявления нелинейности тектонических процессов. Причем примером уникальным, так как в рассмотренных регионах – Карибско-Антильском и дуги Скоша – могут быть однозначно установлены: (1) нелинейный характер процесса, выраженный в нарушении общих закономерностей структурообразования в пределах океанской литосферы; (2) пространственная и временная позиция точки бифуркации, т.е. точки перехода от процесса линейного к нелинейному; (3) причина нарушения линейного процесса.

Первое положение проиллюстрировано на рис. 6.20. Схема отражает строго упорядоченное расположение срединно-океанических хребтов и сопряженных с ними структур, связанных с растеканием океанской литосферы, и резкое несоответствие морфоструктуры дуги (плито-потока) Скоша по отношению к общей структуре океанского ложа. Пространственно плито-поток Скоша приурочен к области с утоненной или разорванной в результате растяжения континентальной корой, что обусловило возникновение «нерегулярного» узко локализованного и однонаправленного течения в мантии и литосфере. Достаточно четко датировано и время «разрыва» континентов и возникновения протрузивного прорыва: в пределах дуги Скоша это событие произошло в олигоцене около 30 млн лет назад [Дубинин и др., 1999], в пределах Антильско-Карибского региона – в готериве-барреме [Хаин, 2001]. Но история здесь была сложнее, так как в уже в сантоне возник новый барьер в виде вулканической дуги Коста-Рики, а затем формируется Центрально-Американский перешеек, однако, вероятно, с утоненной корой и незначительной ширины. Но этот барьер вряд ли служил серьезным препятствием для подкоровых течений.



Рис. 6.20. Схема, отражающая нелинейный характер возникновения горизонтальных плито-потоков, развивающихся в пределах океанической литосферы

1 – континентальные блоки; 2 – срединно-океанические хребты и поднятия; 3 – разломы;
4 – нестационарный поток дуги Скоша

Данные моделирования

Модели геологических процессов могут быть разделены на три класса: (1) модели эмпирические (описательные), которые мы строим на основании наблюденных фактов и закономерностей; (2) модели физические, созданные экспериментально с помощью тех или иных приборов и установок и использующие эквивалентные материалы или оптически активные среды; (3) модели расчетные, создаваемые на базе математической обработки суммы известных или предполагаемых параметров. В конечном итоге все разновидности моделей отображаются в виде описательных или графических образов (рис. 6.21).

Структуры типа горизонтальных протрузий (плито-потоков) также были воспроизведены на моделях различного типа. Серия эмпирических моделей, отражающих проявление латерального течения коровых и литосферных масс в различных регионах и геодинамических обстановках, представлена в соответствующих главах. Это латеральные потоки Кавказско-Копетдагского сектора Альпийского пояса (глава 1), Свекофеннского щита (главы 2, 6), Восточно-Европейской платформы (главы 2, 3), дугообразные структуры (ороклины) Урало-Монгольского подвижного пояса (главы 4, 50, горизонтальные протрузии Тянь-шаня (Глава 6).

Обратимся теперь к описанию некоторых физических и математических моделей, показывающих реальную возможность функционирования латеральных тектонических потоков в пределах земной коры и литосферы.

М.Телбот и К.Джексон [Jackson, Talbot. 1989] смоделировали структуры типа диапиров на центрифуге, где придаваемое вращением ускорение имитировало плотностную инверсию в поле силы тяжести при ускорении 1200 g (рис. 6.22), то есть как бы в условиях вертикальной ориентировки напряжений сжатия. Авторы эксперимента моделировали инверсии плотностей в поле силы тяжести, то есть структуры типа диапиров. Но в данной модели ускорение силы тяжести можно рассматривать и как приложение тектонических сил, действующих в условиях сред с различной степенью вязкости – различие в вязкостных свойствах модельных материалов заложено в условия эксперимента. Сходство возникающих при этом структур подтверждает сравнение «вертикального» (эксперимент) и «горизонтального» (природный объект) диапиров (тектонических потоков) (см. рис. 1. 9). При сравнении Карельского массива и Колвицко-Умбинской протрузии с моделями также видно разительное сходство их внутренней структуры – достаточно сравнить рисунок модели с рисунками 6.4, 6.8, 6.9.

Дж. Мартино с соавторами [Martinod et al., 1990] осуществили физический эксперимент на смеси песка и силикона, направленный на изучение процесса формирования структур латерального течения, которые названы авторами латеральными экструзиями (lateral extrusion). В условия эксперимента входили два фактора: собственный вес материала в модели и действие компрессии со стороны выдвигаемого индентора. За прототип модели взят Эгейско-Анатолийский регион (рис. 6.23, 6.24), и граничные условия модели приведены в соответствие с теми, которые определяются положением Эгейско-Анатолийской массы в общей структуре этого региона, его внутренней структурой и данными по современным перемещениям горных масс, которые хорошо согласуются с данными GPS измерений по этому региону [Armijo et al., 2003, 2002].

В результате эксперимента получены выводы, имеющие серьезное значение для понимания формирования аналогичных природных структур, и в нем показано, что модель имеет значительное сходство с природным геологическим объектом как в отношении внутренней структуры, так и внешних форм и характера ограничений, что прекрасно видно при сравнении рисунков 6.23. и 6.24.

Перед головной частью жесткого индентора, который имитирует движение Аравийской плиты в северном направлении, наблюдается укорочение в поперечном направлении и удлинение в продольном. Вторая («северная») зона уко-



Рис. 6.21. Примеры глубинных диапиров и протрузий в структуре литосферы (отчетливо видна компенсация вертикальных потоков горизонтальными)

А – схематический профиль через герцинскую Европу (использованы данные: [Милановский, 1978; Хаин, 1977; Chéry et all., 1990; Dary et all., 1990; Ribeiro, 1970; др.].

1 – астеносфера; 2 – мантийные диапиры; 3 – нижняя и верхняя кора; 4 – молодые позднеальпийские впадины; 5 – структурные линии; 6 – направление предполагаемых перемещений горных масс; 7 – граница Мохо; 8 – молодые вулканы.

Б – характер мантийных потоков в южной части Восточно-Европейской платформы, Черного моря и Карпат (по [Чекунов, 1989, 1990]).

1 – поверхность астеносферы; 2 – производные (дочерние) мантийные диапиры; 3 – сублатеральные апофизы (силлы); 4 – раздел М; 5 – фундамент различного состава и возраста; 6 – осадочный слой; 7 – покровно-надвиговые структуры; 8 – водный слой; 9 – разломы; 10 – плиоценчетвертичные вулканы; 11 – внедрение магмы; 12 – перемещение материала в тектоносфере.

В – Модель формирования глубинного диапира Вредефорт (Южная Африка), по [Colliston, 1990; Tectonophysics, 1990].

1 – Доминионская группа и Витватерсрандская супергруппа; 2 – поверхность несогласия;
3 – верхняя кора; 4 – средняя кора; 5 – нижняя кора; 6 – верхняя мантия; 7 – кислые интрузии;
8 – мантийный (нижнекоровый) астенолит; 9 – направление движения вещества.

5 – мантийный (нижнекоровый) астенолит, 9 – направление движения вещества.

Г – физическая модель формирования диапировых структур, по [Рамберг, 1986]

рочения возникает на значительном расстоянии от штампа и отделена от «южной» пространством, где деформация укорочения практически отсутствует. Возникает область относительного тектонического покоя, соответствующая в первом приближении срединным массивам Анатолии, в пределах которых, как было показано, в частности, для Мендересского массива, развито растяжение [Hetzel et al., 1995]. В природном объекте «северная» и «южная» зоны укорочения соответствуют складчатым цепям Северной и Южной Анатолии.

Зафиксировано результирующе растяжение песчано-силиконового пласта и его растекание в продольном направлении. Причем это растекание связано не только с сокращением пространства, но и с действием гравитационных сил в пределах пласта. Это явление – выдавливание горных масс в зоны геодинамических убежищ – в англоязычной литературе известно под названием «lateral escape» (латеральное убегание). Примеры такого механизма описаны многими исследователями, но наиболее исчерпывающие их рассмотрение можно найти в работах М.Л.Коппа [1979, 1997, 1999 и др.] и в главе 1 этой книги.

Вначале процесса возникает система нормальных сбросов, согласованных с латеральным эскейпом, а также надвигов перед фронтом индентора. Сдвиги начинают развиваться только на поздних стадиях формирования структуры, после того, как образовалась система сбросов и надвигов. Рождается два семейства сопряженных сдвигов по обеим сторонам свободного края деформируемого объема. Эксперимент показал также, что начальная геометрия ограничений растекающегося пласта может иметь значение при образовании общей конфигурации структуры. Начальные граничные условия, приближенные к природным, позволили смоделировать возникновение двух структурных дуг, аналогичных Кипрской дуге и дуге Элленид. Важно, что этот структурный рисунок образовался без привлечения различий в реологии деформируемого объема. И еще одно существенное обстоятельство, вытекающее из анализа эксперимента: формирование западной арки, которая развивается из первично широтно ориентированного участка, не связано напрямую с выдвижением







Рис. 6.23. Анатолийско-Эгейская горизонтальная протрузия, по [Martinod et all, 2000] *1* – надвиги; *2* – сдвиги; *3* – прочие разрывы

штампа. Движение штампа является лишь триггером (спусковым механизмом) для начала общего процесса объемного течения.

В разделах, посвященных механизмам реидной тектоники и образованию тел «протыкания», к которым относятся и кристаллические протрузии, было показано, что процесс объемного течения может захватывать различные глубинные горизонты коры и литосферы и что вертикальные и горизонтальные потоки горных масс связны между собой и часто образуют единую динамическую систему.

В этом отношении значительный интерес представляет работа канадских ученых [Beaumont et al., 2001], посвященная моделированию «вязких экструзий» (ductile extrusion) и «каналов течения» (channel flow) в пределах Гималайско-Тибетского региона. На основании данных по распределению в коре температур, скоростей движения и реологии горных масс, а также учитывая параметры метаморфизма пород и условия их нахождения в современной структуре, авторы предложили модель геодинамического развития региона и механизма эксгумации глубинных масс на поверхность Земли. Думаю, что пересказывать содержание статьи необходимости нет – она опубликована в доступном журнале, а суть модели хорошо вычитывается из рисунка 6.25. Отмечу только, что, согласно авторам, импульсом процесса в данной модели служит движение Индостанской плиты и ее пододвигание под Евразийский континент, хотя сама модель допускает, по-моему, и иную трактовку, а именно зарождение канала течения в районе Тибета и, как показано на рисунке, его продвижение в южном направлении. Возможно, что современная структура Гималаев, является результатом интерференции обоих процессов.



Рис. 6.24. Физическая модель формирования структуры Анатолийско-Эгейского региона, по [Martinod et all, 2000)]

А–Б – морфоструктура модели на 43 минуте эксперимента (1-й вариант модели): А – общий вид модели, Б – отдешифрированный структурный рисунок. В–Г – морфоструктура модели на 145 минуте эксперимента (2-й вариант модели): В – общий вид, Г – отдешифрированный структурный рисунок; Д – перемещение маркеров.

На рисунках видно, что образование латеральных потоков может быть не связано с непрерывным движением штампа и в значительной степени они развиваются автономно; Штамп дает только импульс для начала процесса

Рис. 6.25. Модель формирования «канала течения» (channel flow) и протрузивной эксгумации глубинных масс для Гималайско-Тибетского региона, по [Beaumont et all., 2001]. Объяснения в тексте



Как видно из модели, процесс развивается последовательно и выделяются следующие его основные стадии: (1) формирование «канала течения» на уровне нижней коры с субгоризонтальным перемещением относительно разогретых и пластифицированных масс; (2) выход глубинных масс на поверхность Земли (эксгумация) с образованием симметричной обрамляющей структуры; (3) возникновение однонаправленного выдавливания глубинных масс (экструзии) и глубинного надвига; (4) продолжение формирования асимметричной экструзии с одновременным подвигом верхне- и среднекоровых слоев; (5) асимметричная экструзия и увеличение объема «канала течения», перемещение экструзивной зоны в тыловую часть; (6) образование сорванного фронтального складчато-разрывного пояса, начало процесса формирования куполов; (7) возникновение тыловой зоны срыва, сопровождающейся растяжением и зарождением гранито-гнейсовых куполов; (8) образование гранито-гнейсовых куполов и дивергентное растекание верхнекоровых масс.

Нужно сказать, что данная модель, по всей вероятности, может быть использована, помимо Гималаев и Тибета, и для объяснения возникновения других плито-потоков, например Карельского, и – в большей степени – для Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии, где в верхние горизонты коры выводятся глубинные породы высоких ступеней метаморфизма. В последнем случае аналогии весьма очевидны. Можно допустить – к этому имеются все предпосылки, что подобный механизм можно рассматривать как весьма вероятный и для объяснения структуры Байкальской горной области с ее метаморфическими ядрами и гранитными протрузиями. Вероятно, подобный процесс может быть применен и для трактовки глубинных «протрузий» Кольско-Мезенского региона и Тимано-Печерской провинции, которые установлены на основе интерпретации геофизических данных [Костюченко, 1997].

Существуют и другие модели, отражающие возможность масштабного перетекания горных масс. Упомянем лишь некоторые: (1) модели вязко-упругой астеносферы Е.В. Артюшкова [1969, 1978, 1993]; (2) модель голоценового воздымания Балтийского щита [Mörner, 1979], дающая представление о течении вещества на уровне астеносферы, его возможных скоростях и объемах; (3) модель формирования Вредефортского купола в Южной Африке [Colliston, 1990], указывающая на возможность латеральных потоков в нижнекоровом слое и протрузивном внедрении глубинных пород в верхние горизонты коры; (3) модель Ю.А.Морозова и Т.М.Гептнер [1997], отражающая механизм формирования сходных структур в пределах верхней коры; (4) модельные построения Ф.В. Чекунова [1986, 1989, 1990, 1991 а, б], объясняющие структуру Карпат и юга Восточно-Европейской платформы наличием мантийных и литосферных диапиров и связанных с ними латеральных потоков горных масс; (5) модели В.П. Трубицина с соавторами [Бобров, Трубицин, 1995; Трубицин и др., 1994б, 1997; Трубицин, Бобров, 1993; Трубицин, Рыков, 1998], в которых показана возможность существования масштабных латеральных токов вещества верхней мантии и астеносферы (к этой модели мы еще вернемся чуть ниже); (6) модели Х. Рамберга [Рамберг, 1976, 1986] и А.В.Лукьянова [1991], осуществленные на центрифуге и показывающие сопряженность латеральных и вертикальных токов вещества; (7) модели Ю.В.Миллера [1982, 1988], в которых выявлена не только реальность тектонических потоков, но и определены характерные особенности их проявления; (8) эмпирическая модель формирования структуры Восточно-Европейской платформы [Паталаха и др., 1995]; другие модели.

Необходимо также рассмотреть интересную и во многом соответствующую природным реалиям модель, основанную на сравнения экспериментальных данных и природных объектов, предложенную Ю.А.Морозовым для территории юго-восточной части Балтийского щита [Морозов, 2002; Морозов, Гептнер, 1997]. Подчеркнем при этом, что данная модель, имеет не только региональное значение, но определяет многие фундаментальные закономерности процесса структурообразования при латеральном течении горных масс и геодинамические условия формировании тектонических потоков в принципиальном плане.

Поскольку, как считает Ю.А.Морозов, структурные ансамбли изученных регионов формировались в условиях взаимодействия транспрессионного и транстенсионного режимов – и это, по-видимому, справедливо, моделирование касалось воспроизведения структурных парагенезов именно этих обстановок. Методика и условия проведения экспериментов детально изложены в цитированных выше работах, здесь же обратим внимание на выводы, существенные с точки зрения рассматриваемой в главе проблемы. Автором рассмотрены особенности структурообразования в условиях транстенсии и транспрессии. Показано взаимодействие чистого и простого сдвига, выделены районы сопряженного существования обстановок транстенсии и транспрессии. К областям транспрессионного тектогенеза отнесены Саво-Ладожская зона свекокарелид и Беломорско-Лапландский пояс. Карельский массив отнесен к области проявления транстенсионного режима.

Результат экспериментов показывает, что в условиях такого типа нагружения в пределах Карельского массива должна проявляться характерная линзовидно-ветвистая система структур растяжения. Область же растяжения (в условиях проявления сдвига) неизбежно должна быть ограничена от соседних объемов горных масс субпараллельными магистральными сдвигами (рис. 6.26). Именно такую картину расположения сумийско-сариолийско-ятулийских трогов мы и наблюдаем в пределах Карельского массива, что и подчеркнуто Ю.А.Морозовым. Их пространственное расположение свидетельствует о наличии правосторонней компоненты движения по магистральным сдвигам. Автор указывает также и на ряд характерных черт, которые проявляются и в природных объектах и в эксперименте. В частности, и природный и экспериментальный структурные рисунки представляют собой сочетание продольных и диагональных структур растяжения, а форма блоков фундамента и разделяющих их трогов и впадин сходна с таковой в эксперименте. Интересно указание Ю.А. Морозова и на различие структурно-деформационных стилей Саво-Ладожской зоны свекокарелид и Беломорского-Лапландского пояса, с одной стороны, и одновозрастными им троговыми комплксами Карельского массива, с другой стороны. Этот факт подчеркивает, как было отмечено нами [Леонов и др., 2001] для рисунка сети новейших разломов (см. рис. 6.1, рис. 6.10), определенную степень независимости развития и характера движения горных масс Карельского массива от сопредельных объемов земной коры.

В качестве объединительного мотива для формирования структуры Карельского массива и его взаимодействия с соседними блоками Ю.А.Морозов предлагает «модель конвектироющих ячей», которая согласуется как с натурными,



Рис. 6.26. Конвекционно-транспрессионный механизм формирования структуры Карельского массива и граничных зон концентрированной деформации. Справа, по [Морозов, 2002]. Слева: совмещение расчетной и природной моделей так и экспериментальными данными Система действовала по крайней мере в течение всего позднего архея и раннего протерозоя.

Сущность модели хорошо иллюстрирована и описана в цитируемой выше работе, и не нуждается здесь в подробном комментарии. Однако, нужно отметить, что модель находит хорошее подтверждение в природном эксперименте, который удалось наблюдать на р.Суна в Карелии и который представляет собой отражение фрактального подобия явлений. При сравнении структуры Карельского массива (6.4, 6.8, 6.9.), Карибского региона (рис. 6.18), физических моделей (рис. 6.22, 6.26) видна их практически полная идентичность.

Упомянем еще одну категорию моделей, связанную с имитацией потоков в пределах верхней мантии и их взаимодействием с объемами корового слоя (континентальными плитами), которые объясняют механизм движения литосферных плит вдоль латеральных ветвей мантийных плюмов или конвективных ячей [Трубицин, Бобров, 1993; Трубицин, Рыков, 1998; Трубицин и др., 1994б, 1997]. Эти модели указывают на принципиальную возможность крупных тектонических потоков вещества в пределах верхней мантии. Но они интересны и с иных позиций.

На примере Карельского массива была показана определенная этапность формирования структурно-тектонического плана, которая коррелируется с этапами вещественного преобразования пород [Леонов, 2008; Леонов и др., 2001; Морозов, 2002]. Речь идет о чередовании эпох транспрессии и транстенсии, которые зафиксированы в особенностях проявления деформационного, метаморфического и магматического процессов. Эта особенность не нашла должного отражения в геодинамических моделях (кроме, пожалуй, модели Ю.А. Морозова, рассмотренной выше), хотя смена режимов растяжения – сжатия (транспрессии и транстенсии) и их неоднократное чередование во времени свойственно и ряду других регионов [Аксаментова, 1999; Вадковский, 1999; Егоров, Чистяков, 1999; Колодяжный, 2000; Моралев и др., 1999; Чайкин, 1999].

Одним из возможных объяснений этого феномена может быть признание асимметричности и незамкнутости конвективных ячей и существования продольной (по длинной оси ячеи) субгоризонтальной ветви течения материала (т.е. элементов адвекции) [Гончаров, 2006; Трубицин, Бобров, 1993; Трубицин, Рыков, 1998; Трубицин и др., 1994б, 1997], а также наличие двухъярусной конвекции (адвекции) с относительно крупномасштабными ячейками в верхней мантии и более мелкими в пределах астеносферы–литосферы [Пущаровский и др., 1989]. В этом случае квазипластичные литосферные плиты при их латеральном перемещении последовательно будут попадать (рис. 6.27) то в условия сдвига с растяжением, которое сопровождается проявлением основного вулканизма, слабым проявлением метаморфизма и подслаиванием коры за счет деплетированных мантийных и астеносферных масс (underplating), то в условия сдвига со сжатием, что сопряжено с интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных масс, гранитизацией и вертикальным аккретированием корового слоя в пограничной зоне «фундамент–чехол» (intraplating, overplating). Чередование режимов «горячая» – «холодная» мантия (кора) в условиях «давление + сдвиг» приводит [Иванкин, 1985] к смене одной формы мантийной активности (магматизм, вулканизм) другой (метаморфизм и гранитизация).

Данная модель, объединяющая явления латерального перемещения масс, их структурно-вещественную перестройку в режиме сдвигового течения и форми-



Рис. 6.27. Схема, разъясняющая один из возможных гипотетических механизмов чередования эпох транспрессии и транстенсии при латеральной миграции сиалических масс (объяснения в тексте)

рование гигантских горизонтальных протрузий (плито-потоков), находит подтверждение на примере материалов по Карельскому массиву, Украинскому щиту [Паталаха и др., 1995], поясу Лимпопо (Африка) [McCourt, Wilson, 1992] и других регионов и находится в согласии с расчетными моделями, объясняющими механизм движения литосферных масс над латеральными ветвями мантийных плюмов [Гончаров, 2006; Трубицин, Бобров, 1993; Трубицин, Рыков, 1998; Трубицин и др., 1994б, 1997; Пущаровский, 1989; Трифонов, Соколов, 2012].

Заканчивая рассмотрение модельных построений, нужно помнить, что каждый автор закладывает в модель некие граничные условия, которые лимитируют конечный результат, а также вводит определенный уровень обобщения («грубости») модели. Как говорится: «Если в жернова засыпан горох, то не нужно ожидать получения пшеничной муки». Но фактором контроля в каждом конкретном случае могут служить два обстоятельства. Первое – это возможность применения модели к другим объектам (элемент экстраполяции); второе – получение в модели неизвестных ранее закономерностей строения, эволюции, форм проявления тех или иных процессов, которые могут быть обнаружены при последующем изучении моделируемых объектов (элемент предсказания). Как показывает изложенный материал, эти два условия для изученных объектов выполняются достаточно четко и определенно. И с большой долей уверенности можно констатировать, что модельные построения не противоречат природным реалиям, которые мы наблюдаем при натурных наблюдениях, и тем реконструкциям, которые предполагают существование структурных ансамблей, свидетельствующих о реальном проявлении в земной коре и литосфере масштабных латеральных тектонических потоков.

Обобщение материала

Представления о тектоническом течении горных масс на разных глубинных уровнях литосферы высказывались многими исследователями, большинство из которых нами было цитировано в предыдущих разделах. В части структурнотектонического анализа у нас в стране эта проблема наиболее полно рассмотрена в работах М.А.Гончарова [2006], А.В.Лукьянова [Лукьянов, 1980, 1999; др.] Ю.В.Миллера [1982, 1988], Е.И.Паталахи [Паталаха и др., 1995], в которых на основании полевых исследований и модельных построений показано принципиальное значение тектонического течения при формировании структурного плана литосферы, которая рассматривается как весьма подвижная субстанция, способная испытывать значительные пластические деформации.

Приведенные данные свидетельствуют, что породы фундамента подвижных поясов, молодых и древних платформ, также как и квазиплатформенных структур типа срединных массивов (микроконтинентов) складчатых поясов обладают внутренней подвижностью, которая обеспечивается комплексом структурных и структурно-вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением, т.е. с реидной деформацией. Механизмы и особенности проявления реидной деформации зависят от общей геодинамики региона, его первоначальной структуры, реологии слагающих толщ, особенностей регионального и локальных полей напряжений. Проявление реидной деформации фиксируется в земной коре также возникновением различных тектонических и структурных ансамблей, свидетельствующих о реальном перемещении горных масс в пространстве (детальное рассмотрение этих вопросов см. в [Леонов М., 2008].

С реидной тектоникой фундамента связано формирование ряда осадочных бассейнов, что можно наблюдать на примере западного борта Североамериканской платформы, Южного Тянь-Шаня, а также грабенов Мендересского и Родопского массивов. В Мендересском массиве в результате общего дивергентного течения горных масс образуются грабены растяжения с возникновением листрических разломов. На Родопском массиве – при комбинации пластического растекания и общих условий сжатия в регионе – возникают односторонние рамповые грабены и накапливаются мощные толщи тектоно-гравитационных микститов.

Внутренняя подвижность фундамента платформ (плит) находит отражение не только в структурно-вещественных преобразованиях самого фундамента, но и в деформации его поверхности и залегающего выше осадочного чехла. Характер этих дислокаций позволяет установить области оттока вещества, области ламинарного течения и области нагнетания, которые образуют геодинамическую триаду, вероятно, в значительной мере определяющую структуру и тектоническую жизнь платформенных областей и формирование таких структурных пар как «щит–плита», «антеклиза–синеклиза», «впадина–горное сооружение». Их пространственное расположение и конфигурация определяются процессами, происходящими в глубинных частях тектоносферы, и полем напряжений, свойственных данному региону. Степень изометричности структур и их масштаб зависят от степени склеротичности горных масс, степени анизотропии напряженного состояния и глубины заложения токов вещества, а также от влияния глобальных факторов, в частности, от процесса деформации сфероида Земли. Можно ожидать, что в пределах платформ и при отсутствии анизотропного поля напряжений возникнут структуры округлых очертаний, и, напротив, при интенсивном однонаправленном поле напряжений, как например, в краевых частях платформ, прилегающих к подвижным поясам, мы встретим структуры более линейного плана, что, в принципе, и наблюдается в действительности.

При заложении неоднородностей и тектонического течения на мантийном и астеносферном уровнях приповерхностные структуры будут иметь межрегиональный или крупнорегиональный размер (Южный Тянь-Шань), а при заложении неоднородностей в более верхних горизонтах коры, структуры будут тем меньшей протяженности, чем меньше глубина заложения процесса.

В свете приведенных данных можно говорить о проявлении в пределах консолидированной коры подвижных поясов, молодых и древних платформ *тектоники истечения*, сущность которой заключена в латеральном тектоническом перетекании горных масс на разных глубинных уровнях в неоднородном поле напряжений, вызванном как внутренней неоднородностью тектоносферы, так и приложением внешних тектонических сил, трансформации латеральных токов в вертикальные (и наоборот) и образования зон оттока вещества, зон относительно стационарного течения и областей его нагнетания.

Таким образом, тектоника истечения (реидная тектоника) фундамента является реальным и широкомасштабным явлением, которое определяет многие существенные особенности континентального и океанического тектогенеза. Этот вывод помимо самостоятельной значимости имеет и большое значение для разработки плейттектонических концепций, так как непреложно свидетельствует о том, что *литосферные плиты не являются жесткими*, а представляют собой весьма подвижную субстанцию, которая чутко реагирует на приложение внешних сил и напряжений и обладает внутренней энергетикой, способной создавать сложные структурно-тектонические ансамбли.

Структурно-тектонические ансамбли, фиксируемые в пределах консолидированного слоя земной коры и отражающие проявление латерального тектоническогог течения обладают рядом характерных особенностей. Главные из них следующие (рис. 6.28).

(1) Общая дугообразная (подковообразная) форма геоструктуры и специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение.

В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания (flattening and squeezing zones); линейные зоны осепродольного течения (zones of lengthwise-axial concentrated tectonic flow); зоны субгоризонтального течения (lateral tectonic flow) и срывов (detachments); зоны диссипативного сдвигового объемного течения (dissipated strike-slip flow zones); зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс (distention or asylum zones). Первые три категории – это



Рис. 6.28. Главные структурные элементы плито-потоков (горизонтальных протрузий), формирующихся при латеральном течении пород консолидированной коры (объяснения в тексте)

зоны концентрированных деформаций (high-strain shear zones), которые определяют разноранговую внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая синформная чешуйчато-покровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; развитые по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие колчановидных складок.

(2) Структура типа «матрешки» с вложенными друг в друга тектоническими пластинами, разделенными зонами пластических срывов (detachments) и ярко выраженная внутренняя субслойная структурно-метаморфическая расслоенность;

(3) Наличие краевых зон вязко-пластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы.

(4) Внутренняя структура, отличающаяся от структуры соседствующих с протрузией тектонических элементов (зон, массивов, террейнов и пр.).

(5) Высокоградиентный метаморфизм с чередованием зон разной степени вещественной трансформации пород в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма.

(6) Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс.

(7) Наличие гранитного магматизма, проявляющегося на поздних стадиях консолидации.

(8) Наличие субвертикальных и субгоризонтальных зон офиолитового и тектоно-метаморфического меланжей.

(9) Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания).

На основе перечисленной совокупности признаков составлена схема разломной структуры Евразии, отражающая латеральное тектоническое течение (плито-потоки, горизонтальные протрузии) (рис. 6.29) [Леонов и др., 2004].



Рис. 6.29. Схема разломной структуры Евразии и структуры, отражающие латеральное тектоническое течение (плито-потоки, горизонтальные протрузии) (розовый цвет с красными стрелками) и выделенные на основании сформулированных в данном разделе признаков. Составлена с использованием данных [Леонов, Кунина, Гольтвегер, 2004]

Литература

Аксаментова Н.В. Раннепротерозойский Осницко-Микашевский вулканический пояс в фундаменте запада Восточно-Европейской платформы: особенности мгматизма и геоструктурная позиция // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат. XXXII Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 35–38.

Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. 1960. Сер. геол. № 8. С. 3–18.

Артюшков Е.В. О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях // Проблемы современных движений земной коры. Мат. III Междунар.симпозиума. М., 1969. С. 517–522.

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.

-

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.

Афанасьева Е.Н. Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофенских деформаций // структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картироване. Киев: Наук. Думка, 1990. Ч. 1. Тез. Докл. С. 30–31.

Афанасьева Е.Н. Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба) // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.

Балаганский В.В., Козлова Н.Е. Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 11–13.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

Балуев А.С., Моралев В.М., Гоникберг В.Е. и др. Структурные парагенезы континентального рифтинга // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 13–15.

Бобров А.М., Трубицин В.П. Времена перестроек структуры мантийных течений под континентами // Физика Земли. 1995. № 7. С. 5–13.

Бондаренко П.М. К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 54–88.

Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.

Буртман В.С. О горизонтальных складках // Геотектоника. 1968. № 2. С. 19–31.

Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых ситем. М.: Наука, 1976. 164 с.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.

Вадковский В.Н. Является ли движение континентов броуновским? // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат. XXXII Тектонич. Совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 111–114.

Вейринен Х. О тектонике Карельской зоны // Тр. XVIII сессии МГК. Т. 2. М.: ГОНТИ, 1939. С. 59–85.

Виноградов Н.Г., Живаго А.И., Детинова Н.Н. Глубоководные желоба и разломы южного океана: геологическая структура, донная фауна и условия ее обитания. М.: ГЕОС, 2000. 106 с.

Гершанович Д.Е., Живаго А.В. Глубоководные желоба и разломы Южно-Антильского океанического региона // Океанология. 1993. Т. 33. № 5. С. 735–751.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.

Гольдин С.В. Деструкция литосфкры и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С.4–22.

Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3–23.

Горьковец В.Я. Модель железонакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1993. С. 11–28.

Дзивонски Ф.М., Вудхауз Дж.Г. Глобальные неоднородности внутреннего строения Земли. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Ред. Удинцев Г.Б., М.: МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989–1990. 149 с.

Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1977. Т. 231. 161 с.

Довжиков Ф.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71–76.

Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спредиговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. Т. 1. № 5. 1999. С. 1–26.

Дубинин Е.П., Тетерин Д.Е., Кохан А.В., Курбатова Е.С. Рифтогенные и палеосубдукционные бассейны Западной Антарктики и моря Скоша // осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Мат. XLIV Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2012. С.122–126.

Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых дислокаций // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат. XXXII Тектонич. Совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 245–248.

Зыков Д.С. Проявления новейшей тектонической объемной подвижности горных масс в Карелии // Докл. РАН. 1999. 264. № 2. С. 672–675.

Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.

Иванкин П.Ф. Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. 259 с.

Иванов С.Н., Иванов К.С. Режимы и структуры растяжения земной коры провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. 150 с.

Ирдли А.Дж. Тектоническая связь Северной и Южной Америки // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во ИЛ, 1960. С. 345–432.

Колодяжный С.Ю. Зоны сдвигового тектонического течения Карельского массива (Балтийский щит) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат. XXXIII Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2000. С. 218–220.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук М.: ГИН РАН, 2004. 46 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2006.

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Орлов С.Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья (Карельский массив) // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 11–27.

Коныгин В.Г., Леонов М.Г. К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды. ДАН СССР. 1985. Т. 282. № 3. С.675–679.

Коныгин В.Г., Леонов М.Г. Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 6. С. 19–34.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья // ДАН СССР. 1963. Т. 151. № 3. С. 675–678.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.

Копп М. Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 313 с.

Копп М.Л. Новейшая структура платформ юго-восточной Европы как результат коллизии в переаравийском сегменте Альпийского пояса // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 179–216. (Тр. ГИН РАН; вып. 511).

Костюченко С.Л. Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материака. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук М.: МГУ, 1997. 57 с.

Леонов М.Г. Тектоническая эволюция вулканических гор и формирование «примитивного» метаморфического слоя // ДАН СССР. 1984. Т. 227. № 2. С. 448–452.

Леонов М.Г. Геодинамика Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.

Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997а. № 3. С. 3–20.

Леонов М.Г. О тектонической деформации гранулированных сред // ДАН СССР. 1977б. Т. 353. № 1. С. 79–82.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.

Леонов М.Г. Горизонтальные протрузии кристаллических комплексов в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат. XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 291–295.

Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 460 с.

Леонов М.Г. Горизонтальные протрузии (плито-потоки) в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008. № 5. С. 3–36.

Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийско-го щита) // Геотектоника. 1998. № 2. С. 72–79.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В. Тектоника Онежской мульды. I. // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2003а. № 1. С. 3–11.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В. Тектоника Онежской мульды. П. // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2003б. № 2. С. 12–18.

Леонов М.Г, Кунина Н.М., Гольтвегер В.Я. Горизонтальные плиты-потоки в структуре консолидированной коры Еразийского континента // Эволюция тектонических процесссов в истории Земли. Мат. XXXYII Тектонического совещания. Новосибирск: Из-во СО РАН Филиал «Гео», 2004. С. 297–290.

Лукашов А.Д. Основные черты неотектоники Карелии // Новейшие и современные движения земной коры восточной части балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. Фил. АН СССР, 1974. С. 5–15.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М., 1980. С. 105–146.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.

Миллер Ю.В. Важнейшие структурные парагенезисы кристаллических комплексов // Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.

Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.

Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат. XXXII Тектонич. Совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 9–12.

Морозов Ю.А. О роли транспрессии при формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. № 6. С. 3–24.

Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ, 1997. С. 219–258.

Морозов Ю.А., Сомин М.Л. Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124.

Мусатов Ю.Е. Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. І. М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56.

Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем // Тр. Геол. ком. Л.: Изд-во Кадима, 1919. № 10. 34 с.

Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 240 с.

Николаев В.И. Разломы и геодинамическая напряженность литосферы в Среденем Поволжье по данным дешифрирования космических снимков // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С. 45–49.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение, минерагения) / Ред. Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: ИГ Карел. НЦ, 2011. 432 с.

Паталаха Е.И. О диффернциальной подвижности совместно деформируемых разнопородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–25. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. 159 с.

Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р. Благороднометальная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: Тез. Докл. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 1995. С. 85–87.

Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Издво ЛГУ, 1973. 216 с.

Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.

Пущаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.

Рамберг Х. Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70–88.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1986. 399 с.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5 / Ред. К.К. Марков, Н.И. Никола-

ев. М.: Изд-во Московского уни-та, 1973. С.57 – 107.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95 – 113.

Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333 – 373.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.

Симонен А. Обзор геологии комплекса основания в восточной части Финляндии // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 211–217.

Синицин Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 365 с. Соколова В.Б. Картирование пластических деформаций по материалам дистанцион-

ных съемок // Геология северо-запада Российской Федерации. СПб.: 1993. С. 125–134. Соловьев А.Ю. Геологическое строение и тектонофации зеленосланцевого комплек-

са Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102–111.

Соловьев А.Ю. Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1990. № 4. С. 45–51.

Сомин М.Л. Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тект. совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 1998. С. 198–202.

Сомин М.Л. Соотношения низко-умереннобарического метаморфизма и деформаций в подвижных поясах: хронологический и генетический аспекты // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 161–164.

Сомин М.Л. Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России // Материалы XXXIII Тект. совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 497–500.

Сыстра Ю.И. Тектоника Карельского регитна. СПб.: Наука, 1991. 176 с.

Травин В.В. Формирование структуры Северо-Карельской синклинорной зоны: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1996. 20 с.

Травин В.В. К проблеме формирования сложноскладчатой структуры Кукасозерского синклинория (Северная Карелия) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 33–45.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Роль потоков верхнемантийного вещества в перемещении и деформации литосферы // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2012. С. 447–450. *Трубицин В.П., Бобров А.М.* Эволюция структуры мантийной конвекции после раскола суперконтинена // Физика Земли. 1993. № 9. С. 27–37.

Трубицин В.П., Рыков В.В. Глобальная тектоника плавающих континентов и океанических литосферных плит // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 109–111.

Трубицин В.П., Белавина Ю.Ф., Рыков В.В. Взаимодействие мантийной конвекции с континентальной и океанической плитами // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 3. С. 368–371.

Трубицин В.П., Рыков В.В., Трубицин А.П. Конвекция и распределение вязкости в мантии // Физика Земли. 1997. № 3. С. 3–10.

Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.

Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии // Геотектоника. 1971. № 6. С. 58–64.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов как отражение верхнекоровых упруго-пластических деформаций // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № С. 655–658.

Харитонов Л.Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые ворпосы структуры и магматизма Карелии // Сов. Геология. 1963. № 4. С. 24–53.

Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 478 с.

Чайкин В.Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат. XXXII Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 268–269.

Чекунов А.В. Неоднородности тектоносферы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 6. С. 21–23.

Чекунов А.В. Геодинамическая модель геотраверса Днепровско-Донецкий палеорифт – Южные Карпаты // Геотектоника. 1989. № 6. С. 3–12.

Чекунов А.В. Мантийные очаги активности и тектогенез // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука (CO), 1990. С. 307–317.

Чекунов А.В. Глубинные причины тектогенеза // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991 а. С. 18–30.

Чекунов А.В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991 б. № 3. С. 3–15.

Шванов В.Н. Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.

Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-антильского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.

Штейнберг Д.С. Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма // Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск: Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР, 1978. Вып. 150. С. 5–27.

Яговкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. С. 57–70.

Aldiss D. The Moltouse Complex and the Zimbabve Cratjn/Limpopo Belt transition in Bonsvana // Precam. Res. 1991. № 50. P. 89–109.

Alvarez Ph., Maurin J.-C. Evolution du bassin Proterozoique superieur du Comba // Precambrian Res. 1991. V. 50. № 1/2. P. 139 – 152.

Andreiev P., BouysseP.L., Westercamp D. Geology de l'arc insulaire des Petites Antilles et l'evolusion geodynamique de l'est Caraibe // Thèse, Univer. Bordeaux. 1987. Vol. 1. 921 p.

Armijo R., Flerit F., King, and Meyer B. Linear Elastic Fracture Mechanics Explains Past and present Evolution of the Aegaen // Earht Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 217. P. 85–95.

Armijo R., Meyer B., S. Navarro et all. Asimmenric Slip Partityioning in the Sea of Marmara Pull-Apart: A Clue to Propagation Processes of the North Anatolian Fault // Terra Nova. 2002. № 14 (2). P. 80–86.

Barker P.E. The Cenozoic subduction history of the Paxific margin of the Antarctic Peninsula: Ridgt crest thench interactions // J. Geol. Soc. London. 1982. Vol. 139. P. 797–801.

Barker P.E., Hil I. Bac-arc extention in the Scotia Sea // Phil. Trans. Res. Soc. London. 1981. Vol. 300. P. 249–262.

Barker P.E., Lawver L.A. South American-Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American-Antarctic Ridge // Geological J. 1988. Vol. 94. P. 377–386.

Beaumont C. Jemiesont R.A., Nguyen M.H., Lee B. Yimiayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to nfocusel surface denudation // Nature. 2001. № 414. P. 738–742.

Brandl G, Reimond W.U. The stactural setting and deformation associated with pseudotachilite occurences in the Palala Shear Belt and Sand River gneiss, Northern Transvaal // Tectonophysics. 1990. Vol. 171. P. 201–220.

Chéry J., Daignières M., Vilotte J-P. How to build an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one: a thermomechanical model // Bull. Soc. Géol. France. 1990. (8). VI. № 2. P. 211–218.

Colliston W.P. A model of compressional tectonics for the origin of the Vredefort structure // Tectonophysics. 1990. Vol. 171. № 1/4/ P. 115–118.

Covard M.P. Archaen deformation patterns in southern Africa // Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A. 1976. Vol. 283. P. 313–331.

Covard M.P., Daly M.C. Crustal lineaments and shear sones in Africa: their relationshih to plate movements // Precam. Res. 1984. № 24. P. 27–45.

Covard M.P., Graham R.H., James P.R., Wakefield. A structural interpretation of the northern margin of the Limpopo orogenic belt, southern Africa // Phil. Trans. Res. London. A. 1973. Vol. 273. P. 487–491.

Dary Ph., Chonkronne P., Susanne P. Hypotheses m'ecaniques 'a la formation des Pyr'en'ees // Bull. Soc. Geol. France. 1990. S'er. 8. Vol. 6. No. 2. P. 219–228.

Echtler H., Chauvet A. Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany) // Geodin. Acta. 1991–1992. Vol. 5. № 1–2. P. 37–49.

Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A., Maldonado A. et all. Deep crustal structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Drake Passage, Antarctica) // Tecnonophysics. 2000. Vol. 320. P. 123–139.

Hetzel R., Passchier C.W., Ring U., Dora O.O. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey) // Geology. 1995. Vol. 23. № 5. P. 455–458

Jackson M.P.A., Talbot C.J. Anatomy of mushroom-shaped diapirs // Jorn. Str. Geol. 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 211–230.

Jansma P.E., Mattioli G.S., Lopez A. et al. Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, njrthtastern Caribaen, from GPS geodesy // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 6. P. 1021–1037.

Martinod J., Hatzfeld D., Brun J et al. Continental collisionl, gravity spreading, and kinematics of Atgea and Ananolia // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 2. P. 290–299.

Mason By.R. The Limpopo mobile belt – southern Afrika // Phil. Trans. Res. London. A. 1973. Vol. 273. P. 463–485.

McCourt S., Wilson J.F. Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // Geol. Dept. and University of West. Austral., 1992. Publ. 22. P. 237–245.

Maldonado A., Balanya J.C., Barnolas A. et al. Tectonics of an extinct ridge-trfnsform intersection, Drake Passage (Antarctica) // Marine Geophys. Res. 2000. № 21. P. 43–68.

Mauffut A., Leray S. Seismic stratigraphy and structure of the Carribean igneous province // Tectonophysics. 1997. Vol. 283. P. 61–104.

Meschede M., Frisch W. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribben plate // Tectonophysics. 1998. Vol. 296. P. 269–291.

Mörner N.-A. The Northwest European «Sea-level Laboratory» and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1979. № 29. P. 281–300.

Ramsay J.G., Huber M. I. The techniques of mordern structural geology, Vol. 2. Folds and Fractures. London. Academic Press. 1987. P. 309–700.

Ribeiro A. Position structurale des Massifs de Morais et Brogansa (Tras-os-Montes) // Comunicações dos Serviços Geologicos de Portugal. Lisboa, 1970. № 44.

Silvennoinen A. General geological setting and deep fracture structures in the Kuusamo-Kuolojarvi-Paanajarci area // Proceeding of a Finish-Soviet Symp. in Finland. Geol. Surv. Finland, Special Paper, 1991. № 13. P. 5–10.

Stewart J., Watts A.B. Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at moun-

tain ranges // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 6327-5352.

Taboada A., Rivera L.A., Fuenzalida A. et al. Geodynavics of thr norhtern Andes: Subbdactions and intracontinental deformation (Colombia) // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 5. P. 787–813.

Toyoshima T., Komatsu M., Shimura T. Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan // The Island Arc. 1994. Vol. 3. Issue 3. P. 182–198.

Vanneste L.E., Larter R.D., Smythe D. K. Slice of intraoceanic arc: Insights from the first multichannel seismic reflection profile across the South Sandwich island arc // Geology. 2002. Vol. 30, N. 9. P. 819–822.

Van Reenen D.D., Bartjn J.M., Roering Jr.C. Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa // Geology. 1987. Vol. 15. № 1. P. 11–14.

Zegers T.E., Nelson D.R., Wijbrans J.R., White S.N. SRIMP U-Pb zircon dating of Archean core complex formation and pancratonic strike-slip deformation in the East Pilbara Granite-Greenstone Terrain // Tectonics. 2001. Vol. 20. № 6. P. 883–908.
ГЛАВА СЕДЬМАЯ ЗОНЫ КОНЦЕНТРИРОВАННОЙ ДЕФОРМАЦИИ КАК ЭЛЕМЕНТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

В предыдущих разделах речь неоднократно касалась описания узких линейных зон, пронизывающих земную кору в пределах плито-потоков или ограничивающих их в пространстве, которые характеризуются очень сложной внутренней тектонической структурой и интенсивной вещественной переработкой горных масс. Подобные зоны неоднократно описаны в литературе, и их изучению уделяли внимание многие исследователи (например, [Ажгирей, 1966; Бачманов и др., 2008; Леонов М., 1990; Морозов, 2002; Морозов, Гептнер, 1997; Морозов, Талицкий, 2006; Расцветаев, 1973; 1977; Чиков, 1992, 2011; Чиков, Лин Ге, 1995; Alvarez, Maurin, 1991; Cunningham et al., 1996; Sanderson, Marchini, 1984; Silvester, 1988 др.]).

Широко известны подобные зоны, сопровождаемые выходами пород офиолитовой ассоциации, и в этом случае они интерпретируются как сутурные швы, отражающие коллизионное взаимодействие литосферных плит и, соответственно, геодинамику «межплитных» процессов. Ограниченные разломами линейные зоны с напряженной внутренней структурой, для которых породы офиолитовой ассоциации, однако, не характерны, выявлены в пределах внутриплитных участков подвижных поясов и платформ (рис. 7.1), в том числе и в составе описанных выше латеральных тектонических потоков.

В ряде случаев такие структуры из-за морфологического сходства с соответствующими растениями называют «структуры цветка» (flower structures) или «структуры пальмового дерева» (palm-tree structure) (рис. 7.2, 7.3) (например, [Леонов М., 2010; Морозов, 2002; Alvarez, Maurin, 1991; Cunningham et al., 1996: Sylvester, 1988]. Подобные структуры описаны как зоны смятия [Ажгирей, 1966] или «зоны концентрации деформаций» [Ажгирей, 1967], «линеаментные деформационно-метаморфические зоны» [Чиков, 2011], «зоны концентрации сдвиговых деформаций» [Расцветаев, 1973]. В этих названиях подчеркнуты их линейная форма, интенсивная внутренняя структурно-вещественная переработка породных масс и наличие деформации сдвига. В эту категорию структур попадают также «безофиолитовые коллизионные швы» [Леонов, 1990] – название отражает особенности «внутриплитной» геодинамики (как для палеоокеанических, так и для континентальных плит).

Особое место занимает в этой категории понятие «глубинный разлом», введенное А.В. Пейве [1945]. Согласно определению А.В. Пейве, глубинными разломами называют дизъюнктивные поверхности или узкие зоны между



Рис. 7.1. Визуальный ряд зон концентрированной деформации (космоснимки Google)

А – хребет Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань); Б – Гобийский Алтай (Монголия); В – Нуратаинский сегмент Нуратау-Курганакской зоны. Объяснения в тексте



Рис. 7.2. Модели строения зон концентрированной деформации типа «структур цветка» или «пальмового дерева»)

А – по [Чиков, 2011]: *I* – тектониты (тектономикститы, динамокластиты, сланцы); *2* – реликтовые блоки исходного субстрата; *3* – дайково-плутонические и стресс-композитные «тела включения», *4* – разломы; *5* – структурно-вещественные комплексы субстрата (I), по которым формируется ЗКД (II); Б – по [Alvarez, Maurin, 1991]; В – по [Морозов, Гептнер, 1997]

крупными подвижными блоками земной коры, характеризующиеся длительным и многофазным развитием, значительной протяженностью, большой глубиной заложения и определенной связью с формационными типами пород. Однако это фундаментальное понятие с течением времени и в связи со слишком широкой его трактовкой, утратило конкретность и, к сожалению, вышло из употребления. Этому немало способствовала и утрата позиций «теорией геосинклиналей», так как в понятии «глубинный разлом» оно присутствовало непосредственно. Этой категории линейных зон большое внимание уделял А.И. Суворов [1968], описав линейные структуры Казахстана: Спасско-Карагандинскую, Джалаир-Найманскую и др. зоны смятия.

Термины «зоны смятия», «внутриплитные безофиолитовые швы», «структуры цветка», «линеаментные деформационно-метаморфические зоны», «глубинный разлом» отражают практически одно и то же явление (один и тот же тип структуры). Однако в каждом из них подчеркнута какая-либо одна сторона явления: в первом случае – особенности внутренней структуры этих зон, во втором – их геодинамическая сущность, в третьем – характерная морфоструктура, в четвертом – пространственная протяженность и структурно-вещественная переработка, в пятом – глубинность заложения и дизънктивная природа.

В настоящее время представляется рациональным объединить смысловую нагрузку различных вариантов и, несколько видоизменив термин, предложенный Г.Д. Ажгиреем и удачно использованный Л.М. Расцветаевым [1973], именовать эти зоны «зонами концентрированной деформации» (в дальнейшем ЗКД) [Леонов М., 2010; Пржиялговский и др., 2011], исключив из названия такие характеристики, как морфоструктура, метаморфизм, вулканизм и некоторые другие, так как они не являются непременными атрибутами этих зон, а





оставив только *обязательный* признак: повышенную в сравнении с фоновой структурно-вещественную переработку горных масс.

Нужно подчеркнуть, что используя понятие «зоны концентрированной деформации», я отдаю себе отчет в том, что предлагаемое название отражает лишь некоторую обобщенную картину и не может претендовать на исчерпывающее соответствие сути явления. Тем не менее, оно представляется мне наиболее ёмким и отвечающим рассматриваемому геологическому феномену. Кроме того – и это немаловажно – термин может быть адекватно трансформирован на другие языки, поскольку этот термин практически адекватен англоязычному термину «high-strain shear zones».

В конкретных разделах книги были рассмотрены зоны концентрированной деформации различного масштаба и различного строения и была показана их принципиальная позиция относительно латеральных тектонических потоков, развитых в литосфере. И из описания становится очевидным, что зоны концентрированной деформации являются принципиальным членом строения плитопотоков, а также определяют особенности внутренней делимости литосферы Земли, лимитируя масштабы проявления потоков горных масс. И представляется рациональным дать их обобщенное описание, которое позволит более глубоко поникнуть в суть механизмов проявления латеральных тектонических потоков.

Задачи предлагаемого раздела: (а) обобщение имеющихся данных по строению зон концентрированной деформации; (б) дополнение этих данных новым оригинальным материалом; (в) обоснование значимости зон концентрированной деформации для расшифровки структурной эволюции земной коры.

Общая характеристика зон концентрированной деформации

Имеющиеся фактические данные [Ажгирей, 1966, 1967; Бачманов и др., 2008; Колодяжный, 2006; Морозов, 2002; Морозов, Гептнер, 1997; Морозов, Талицкий, 2006; Расцветаев, 1973, 1977, 2002; Структура..., 1990; Суворов, 1968; Чиков, 1992, 2011; Чиков, Лин Ге, 1995; Чиков, Зиновьев, 2010; Alvarez, Maurin, 1991; Cunningham et al., 1996; Sanderson, Marchini, 1984; Silvester, 1988 др.], в том числе полученные автором этой статьи и его соавторами [Леонов М., 1990, 2008, 2010; Леонов и др., 2011], позволяют определить некоторые главные особенности строения, эволюции и механизмов формирования внутриплитных зон концентрированной деформации.

Зоны концентрированной деформации представляют собой отчетливо выраженные на поверхности Земли линейные структуры (см. рис. 7.1) с линейно-плоскостной анизотропией и фрактальностью (подобие строения в доменах различного масштаба, эффект матрешки). Протяженность таких зон достигает многих сотен и первых тысяч километров. Боковые ограничения обычно представлены разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов (иногда встречных надвигов), и в их пределах отмечена максимальная для данного района концентрация разломов, преимущественно сдвигов, в том числе микросдвигов, ограничивающих тонкие литоны (пластины). Амплитуды сдвиговых перемещений по этим разломам могут варьировать от совершенно незначительных (десятки и сотни метров) до многих десятков, а по оценке некоторых исследователей и сотен километров.

Характерными особенностями их строения, кроме напряженной внутренней тектонической структуры, является кулисное расположение отдельных

сегментов, свидетельствующее об общей сдвиговой природе этих зон (см. рис. 7.1, рис. 7.2), и резкое отличие их внутреннего строения от строения соседствующих с ними горных масс. Их тектонический стиль во всех без исключения случаях представлен одинаковым структурно-кинематическим парагенезом – парагенезом сдвигового или взбросо-сдвигового объемного течения.

Одним из присущих ЗКД признаков является «масштабное новообразование тектонитов – породных ассоциаций динамометаморфического типа (динамокластиты, тектоносланцы, меланжи, сегрегационные новообразования и т.п.) на фоне проникающего метаморфизма субстрата..., максимальная для региона степень милонитизации и рассланцевания породных масс» [Чиков, 2011. С. 227]

Геодинамический смысл структур разного масштаба различен и иерархия структур, по-видимому, является отражением иерархии геодинамических причин, породивших эти структуры. Межрегиональные зоны концентрированной деформации, такие, например, как Копетдаг–Кавказская зона содвига [Расцветаев, 1973, 1977, 2002], возникли за счет процессов, по крайней мере, корового и астеносферного уровней со всеми вытекающими отсюда следствиями, тогда как зона Байбичетоо на Тянь-Шане, протяженностью в 150–200 км, имеет по геологическим признакам верхнекоровое заложение.

Возраст заложения зон концентрированной деформации различен. Выделяются: (а) структуры неотектонические и практически современные, такие, например, как зона Байбичетоо, или Минкуш-Кекемеренская, описанная Д.М. Бачмановым с соавторами [Бачманов и др., 2008] на Срединном Тянь-Шане; (б) фанерозойские, возраст заложения которых варьирует в зависимости от общей истории развития региона (например, палеозойско-кайнозойские зоны Южного Тянь-Шаня [Коныгин и др., 1988; Леонов М., 1990, 2008], мезозойско-кайнозойская Копетдаг-Кавказская [Расцветаев, 1997, 2002]; (в) швы древнего заложения, возникшие в докембрии (например, Центрально- и Северокарельская зоны Балтийского щита [Колодяжный, 2006; Колодяжный и др., 2000; Леонов и др., 2001], зоны Триангль и Тули-Саби пояса Лимпопо [Мс-Court, Wilson, 1992]). При этом практически все ЗКД заложения более раннего, чем неотектонические, активизированы в процессе их дальнейшей истории и большинство из них активны в новейшее время, что четко устанавливается по морфоструктурным признакам [Гоби-Алтайское..., 1962; Колодяжный и др.,. 2000; Леонов М., 2010; Пржиялговский и др., 2011; Cunningham et al., 1996].

Выделяются различные типы зон концентрированной деформации в зависимости от способа их заложения, глубинности и особенностей эволюции: изначально заложившиеся в виде разломов земной коры с горизонтальной составляющей движения (сдвигов) и в дальнейшем трансформировавшиеся в зоны объемного сдвигового течения (например, Койкарско-Сегозерская зона Балтийского щита); сформированные на месте внутриплитных морфоструктур: областей прогибания – палеобассейнов и относительных поднятий (например, Южный Тянь-Шань) или их комбинации (например, Пьенинский Утесовой пояс); отражающие спонтанно возникающую или унаследованную делимость коры и литосферы, развивающуюся в областях латеральной структурно-реологической дисгармонии корового слоя (возможно, Гобийский Алтай, зоны Триангль и Тули-Саби пояса Лимпопо).

Зоны концентрированной деформации характерны для различных внутриплитных геодинамических обстановок: собственно внутриплитных; окраинно-континентальных; передовых прогибов; внутрибассейновых поднятий. В ряде случаев выявляется стадийность формирования ЗКД при смене режима транстенсии на начальных этапах на режим транспрессии на более поздних [Колодяжный, 2006]. Равным образом наблюдается и пространственное чередование областей транстенсии и транспрессии с формированием соответствующих структурно-кинематических парагенезов [Морозов, 2002]. Конечным результатом часто является образование «структур цветка». Сложность структуры внутриплитных зон концентрированной деформации и несравненно более напряженной, чем в граничащими с ЗКД объемами горных масс, стиль деформаций свидетельствуют, что ЗКД являются концентраторами (вероятно не единственными, но весьма значимыми) внутриплитных деформаций, а также и основными зонами релаксации внутриплитного поля напряжений.

Обобщая данные по строению зон концентрированной деформации Б.М. Чиков [Чиков, 2011] предложил «четырехэлементную» модель деформационнометаморфических зон линеаментного типа», которая в принципе отражает структурно-морфологические особенности их строения (см. рис. 7.2).

Проиллюстрируем теперь высказанные положения на примере нескольких зон концентрированной деформации, имеющих разный возраст и занимающих различную геодинамическую позицию. Все приведенные примеры, также как и описанные выше в главах 2 и 6, указывают на общность выделяемого класса структур в том, что касается их внутреннего содержания, морфоструктуры, эволюции. Но в то же время в каждом из примеров наиболее отчетливо проявлена (или изучена) какая-либо из характерных их особенностей, что с наибольшей полнотой раскрывает сущность описываемой категории геоструктур.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Южный Тянь-Шань

Южный Тянь-Шань (рис. 7.4) представляет собой покровно-складчатое сооружение с дивергентной структурой, внутри которого выделяются структурные элементы с различным тектоническим стилем и разным формационным выполнением.

Первый тип представлен широкими (до 20–30 км) зонами антивергентного строения с антиклинорным стилем складчатости, с выполаживанием осевых плоскостей складок от центра структуры к ее крыльям, с пологими надвигами в краевых частях зоны, с осевым кливажом. К этому типу относятся Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны, выполненные мощными толщами нижнепалеозойских–силурийских терригенно-глинисто-карбонатных осадков, имеющих зачастую типично флишевый облик. Вулканизм (за исключением орогенного гранитоидного) и метаморфизм в этих зонах практически отсутствует.

Для второго типа (Зеравшано-Гиссарская, Ягнобско-Сугутская, Канско-Майлисуйская зоны), так же имеющих значительную ширину в десятки километров, характерно синформное строение, надвиги и тектонические покровы, лежачие складки, структуры течения и сланцеватость, проявление зеленосланцевого метаморфизма. В строении синформных зон участвует комплекс (ордовик–нижний карбон) терригенных, кремнисто-терригенных, кремнисто-терри-



Рис. 7.4. Зоны концентрированной деформации в структуре Гиссаро-Алайской горной области

1 – мезозойско-кайнозойский чехол обрамления складчато-покровного сооружения Тянь-Шаня; 2 – Северный Тянь-Шань; 3 – Срединный Тянь-Шань; 4–9 – Южный Тянь-Шань: 4 – выходы пород внутрибассейновых вулканических гряд (параавтохтонные), 5 – выходы пород внутрибассейновых вулканических гряд (параавтохтонные), 5 – выходы пород внутрибассейновых вулканических гряд в аллохонном залегании, 6 – выходы пород относительно глубоководных прогибов, склонов вулканических поднятий и склонов мелководных отмелей, 7 – выходы пород чехла микроконтинентов, 8 – зоны концентрированной деформации, 9 – структуры Южного Тянь-Шаня нерасчлененные; 10 – Сулутерекский и Южно-Гиссарский массивы; 11 – структуры Памира; 12 – сутура Палеотуркестанского океана; 13 – Талассо-Ферганский разлом. Цифры в кружках: зоны концентрированной деформации: 1 – Каракуль-Зиддинская, 2 – Зеравшанская, 3 – Нуратау-Курганакская, 4 – Южно-Ферганский офиолитовый шов

генно-карбонатных отложений. Обильны вулканогенные породы (толеитовые базальты и др.). С синформными зонами связаны выходы ультрабазитов и офиолитовых меланжей. Синформные зоны бывают двух разновидностей: параавтохтонные и аллохтонные, но типы разрезов в них принципиально сходные, и, по-видимому, аллохтонные являются тектоническими отторженцами зон параавтохтонного типа.

Третий тип – это узкие шовные зоны (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Нуратау-Курганакско-Кульгеджелинская и др.) (см.рис. 7.4, цифры в кружках) с субвертикальным или крутым веерообразным залеганием слоев и структурных элементов. Для этих зон характерен концентрированный характер дислокаций: большое количество разрывов типа взбросов и взбросо-сдвигов, локальная дисгармоничная складчатость, меланжирование отдельных толщ и горизонтов, псевдодиапиризм, линзовидная фрагментация, локальные проявления динамометаморфизма. Вулканизм как правило отсутствует. В пределах Южного Тянь-Шаня выделено две разновидности шовных зон. Для первой характерны относительно глубоководные карбонатные и кремнистые отложения (девон– карбон), сменяющиеся вверх по разрезу верхнепалеозойским флишем с телами тектоно-гравитационных микститов. Второй разновидности свойственны терригенные и терригенно-карбонатые отложения (ордовик–девон), карбонатные рифовые отложения карбона и молассоидные глыбово-конгломератовые отложения верхнего палеозоя. К шовным зонам зачастую приурочены мезозойско-кайнозойские впадины, выполненные платформеными отложениями юры–эоцена и альпийской молассой неоген-четвертичного возраста. Внутренняя структура в той или иной форме (ориентировка сланцеватости, растекание галек в конгломератах, ориентировка разрывов и осевых плоскостей складок и пр.) свидетельствует об обязательном присутствии сдвиговой составляющий в кинематике этих зон.

В поперечном сечении покровно-складчатого сооружения происходит чередование зон различного типа. При этом узкие субвертикальные шовные зоны третьего типа разделяют зоны первых двух типов (синклинорные и антиклинорные) и контактируют с ними по системе встречных взбросов и взбрососдвигов. Как внутри зон, так и на их границах установлены покровно-надвиговые структуры, но шарьяжи, сопровождаемые большеамплитудными перекрытиями в целом не свойственны Южному Тянь-Шаню. Исключение составляет лишь северная окраина области (предгорья Алайского хребта, горы Нуратау), но и там амплитуда покровов не превышает 10-20 км, а шарьирование идет во встречном направлении.

Здесь мы рассмотрим строение одной из зон концентрированной деформации Южного Тянь-Шаня.

Нуратау-Курганак-Кульгеджелинская зона

Эта тектоническая зона (см рис. 7.4, зона № 3; рис. 7.5 А–Г) протягивается в субширотном направлении от района гор Южные Нуратау на западе до Восточно-Алайского хребта на востоке, где ограничивает с востока описанную в главе 6 Сугутскую кристаллическую протрузию. Протяженность зоны около 1000 км, средняя ширина 12–15 км. Зона представляет собой линейную структуру, резко обособленную как в палеотектоническом, так и в современном структурном плане региона. С лудловского времени и до середины карбона она являлась приподнятым над общим уровнем морского дна участком типа карбонатной платформы [Коныгин и др., 1988]. В среднем карбоне в условиях поперечного сжатия в теле платформы и в ее краевых частях формировались надвиги, тектонические чешуи и частные покровы [Колодяжный и др., 1991; Коныгин и др., 1988]. Второй этап деформаций наступил после того, как в пределах зоны была исчерпана возможность сокращения пространства в результате образования складчато-надвиговой структуры. Складки трансформировались в изоклинальные с осевыми плоскостями, близкими к вертикальным, плоскости сместителей надвигов также приняли субвертикальное положение. С этого момента преобладают сдвиговые перемещения и продольное хрупкопластическое течение горных масс. В период новейшей активизации хрупко-



Рис. 7.5. Нуратау-Курганакская зона концентрированной деформации

А. Курганакский сегмент (схема строения) (Леонов и др., 1995).

1, 2 – отложения зон: 1 – Туркестано-Алайской, 2 – Зеравшано-Туркестанской; 3 – кембрийские и каменноугольные терригенные отложения, неметаморфизованные; 4 – кембрийские отложения, метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 5 – карбонатные отложения девонанижнего карбона; 6-9 – верхнепалеозойские конгломераты и конгломерато-брекчии: 6 – недеформированные и неметаморфизованные, 7–9 – деформация: 7 – 0–200% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов до 75%), 8 – 200–500% (мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов 75–100%), 9 – более 500% (биотитхлоритовая субфация, 100% метаморфических минералов); 10, 11 – отложения палеогена–неогена: 10 – недислоцированные и неметаморыизованные, 11 – частично рассланцованные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев; 12 – Будины известняков; 13 – надвиги; 14 – взбрососдвиги; 15 – срыв по стратиграфическому контакту; 16 – стратиграфический трансгрессивный контакт; для схемы в правом нижнем углу: 17 – направления смещений по оперяющим сдвигам; 18 – область пластического течения. Пунктирный квадрат – фрагмент Б.

Б. Схема строения Курганакской сигмоиды.

1 – терригенные отложения силура Туркестано-Алайской, Курганакской и Зеравшано-Туркестанской зон; 2 – дайки и силлы диабазов; 3–12 – палеозойские отложения Курганакской зоны: 3–4 – терригенные отложения кембрия, неметаморфизованные (3) и метаморфизованные в фации зеленых сланцев (4); 5–7 – отложения: 5 – терригенные среднего–верхнего карбона, 6 – карбонатные девона–нижнего карбона, 7 – глинисто-карбонатные верхнего силура; 8–12 – верхнепалеозойские конгломераты и конгломерато-брекчии: 8 – недеформированные, 9 – деформция 0–120%, 10 – деформация 120–200%, 11 – деформация 200–500%, 12 – деформация более 500%; 13–17 – степень и интенсивность метаморфизма: 13–16 – мусковит-хлоритовая субфация с содержанием метаморфических минералов до 25% (13), 25–50% (14), 50–75% (15), 75–100% (16); 17 – биотит-хлоритовая субфация; 18 – надвиги; 19 – взбросо-сдвиги; 20 – срыв по стратиграфическому контакту; 21 – стратиграфический трансгрессивный контакту; 22 – элементы залегания.

В. Поперечный профиль через Курганакскую ЗКД (по линии 1–2 на фрагменте Б). Карбонатные толщи силура–нижнего карбона образуют каплевидные складки-будины, разобщенные в пространстве по системе взбросо-сдвигов и выжатые в верхние горизонты (структура цветка).

Г. Геолого-перографический разрез нижней части аллохтонного комплекса в бассейне ручья Лянгарсай (Нуратауский сектор) [Колодяжный, 1993].

1-9 – образования аллохтонного комплекса (€-S₁): 1 – метакарбонатные и метатеригенные отложения (€-O₁), 2 –горизонт кременкварцитов, 3 – горизонт графит-кварцевых граптолитовых сланцев, 4 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы, 5 – биотитсодержащие филлиты, 6 – гранатсодержащие слюдяные сланцы, 7 – ставролит-гранатовые слюдяные и кристаллические сланцы, 8 – метаморфизованные породы основного состава, 9 – амфиболиты; 10 – мраморы параавто-хтонного комплекса (S₂-C₂); 11 – диаграмма степени метаморфических преобразований; 12–14 – зоны метаморфизма: 12 – биотит-хлоритовая, 13 – гранат-хлоритовая, 14 – ставролит-хлоритовая; 15 – тектонический контакт аллохтона и параавтохтона

пластическое течение возобновляется, и зона снова обособляется в морфологическом и структурном плане. Область тектонического течения в принципе наследует древний план, но совпадает с ним не полностью: отдельные участки древней структуры оказываются вне области пластического течения, а отложения соседних структурно-формационных зон местами вовлечены в зону хрупко-пластического продольного сдвигового течения.

В западной части Нуратау-Кураганакская зона приурочена к хребту Южный Нуратау. Зона детально описана в работах С.Ю. Колодяжного [Колодяжный, 1993, 1996; Колодяжный и др., 1991] и отличается от соседних структурноформационных зон концентрированным характером деформаций и интенсивностью вещественных преобразований. Современная структура Южнонуратинского сегмента определяется субвертикально ориентированными зонами продольного (в соответствии с генеральным простиранием тянь-шаньских структур) тектонического течения, которое фиксируется комплексом соответствующих структур. Продольное тектоническое течение наложено на более раннюю покровно-надвиговую структуру. Зоны тектонического течения при ширине 1–20 км прослеживаются на многие десятки километров. Они ветвятся и переплетаются в плане, облекают линзовидные относительно слабо деформированные блоки, формируя сложный петельчато-линзовидный структурный рисунок. В пределах этих зон на поверхность выжаты в виде будинированных ядер антиформных складок отложения параавтохтонного комплекса, представленные карбонатной (S_2 – C_2) и терригенно-флишевой олистостромовой (C_2 m) формациями, а также интенсивно тектонизированные и метаморфизованные кембро-силурийские терригенные образования, слагающие нижние структурные уровни аллохтонного комплекса.

Для зоны характерны интенсивные структурно-вещественные преобразования.

Метаморфические комплексы составляют основной вещественный фон зон тектонического течения в пределах параавтохтона и аллохтона. Выделены следующие зоны (субфации) метаморфизма: мусковит-хлоритовая, биотит-хлоритовая, гранат-хлоритовая и ставролит-хлоритовая. Изограды критических минеральных парагенезисов концентрически облекают ядра антиформных складок, сложенных образованиями параавтохтонного комплекса. В нижней части аллохтона степень метаморфических преобразований возрастает по мере приближения к плоскости шарьирования. Ниже поверхности сместителя в параавтохтоне метаморфизм ослабевает с появлением элементов обратной метаморфической зональности. Такое же распределение имеет и интенсивность пластических деформаций. Ширина зон метаморфизма невелика (20–300 м) и соответствует ширине полос с различной интенсивностью пластических деформаций.

Выделенные в нижней части аллохтона зоны метаморфизма в действительности представляют собой петельчато-линзовидное чередование «струйполос», сложенных породами разной степени кристалличности и разного фациального уровня метаморфизма (см. рис. 7.5 Г). Наблюдается четкая связь структурных и вещественных преобразований, связанных с надвиговой (на ранних этапах) и сдвиговой (на поздних этапах) кинематикой. Распределение интенсивности деформаций и метаморфизма в пространстве при этом неравномерно и не подчиняется единой вертикальной или латеральной зональности. Формируется сложный ленточно-петельчатый рисунок распределения различных субфаций метаморфизма и объемов с разной степенью деформированности и интенсивностью тектонического течения.

Наблюдается коррелятивня связь процессов деформации и метаморфизма, связанная с проявлением пластического течения горных масс в пределах зоны, что особенно отчтеливо проявлено в центральном – Курганакском – сегменте зоны. В пределах Курганакского сегмента (см. рис. 7.5 А–В) зона концентрированных деформаций отвечает коллизионному шву, разделяющему Туркестано-Алайскую и Туркестано-Зеравшанскую структурно-формационные зоны. Тектоническая структура сегмента сложна и неоднородна [Коныгин и др., 1988; Леонов, 2008], и здесь мы отметим лишь наиболее принципиальные моменты. Курганакскому сегменту соответствует область хрупко-пластического сдвига, которая формировалась в конце палеозоя и подвижки по которой возобновлялись на этапе новейшей активизации. Стиль тектонической зоны в рассматриваемом сегменте менятся от мест к месту. В западной части района (см. рис. 7.5 А, Б) строение определяется серией сжатых, антиклинальных складок с растянутыми и редуцированными синклинальными замками. На месте синклинальных перегибов развиваются всбросо-сдвиги с горизонтальной и вертикальной составляющей перемещения около 200–300 м. Антиклинали приобретают каплевидную форму. Толщи, имея субвертикальное, частично опрокинутое залегание, образуют горизонтальную S-образную складку (сигмоиду) с вертикальной осью. Структура осложнена серией левосторонних всбросо-сдвигов.

Далее на восток пакет каплевидных антиклиналей, сложенных известняками, выклинивается, и карбонатные породы обнажаются в виде отдельных разобщенных будин различного размера (от десятков метров до километров по длинной оси), которые трассируют плоскость Заамин-Каравшинского разлома, ограничивающего на данном отрезке Нуратау-Курганак-Кульгеджелинскую зону с севера. Оси максимального удлинения будин ориентированы горизонтально или наклонены под углом в 10–15° к горизонту и ориентированы по простиранию зоны. Оси максимального укорочения – субгоризонтальны и ориентированы поперечно относительно простирания зоны. Такая ориентировка свидетельствует об обстановке общего субмеридионального поперечного сжатия и продольного субширотного растяжения. Основной объем зоны на данном отрезке представлен вертикальностоящими и рассланцованными породами верхнего карбона – нижней перми: песчаниками и глыбовыми конгломератами типа тектоно-гравитационных микститов. По простиранию эти породы затягиваются в зону пластического продольного хрупко-пластического тектонического течения, в пределах которой подвергается интенсивным структурным и вещественным преобразованиям (см. рис. 7.5 Б). Зона течения тянется на несколько десятков километров и переходит по простиранию в наложенную впадину (пулл-апарт), выполненную платформенными отложениями палеогена и молассовым комплексом олигоцена-миоцена.

В пределах зоны четко вырисовывается парагенетическая связь вещественных и структурных преобразований, обусловленных сдвиговым пластическим течением горных масс. В процессе исследований по методике А.В.Лукьянова [1991] были проведены замеры величины деформации в конгломератовой толще верхнего карбона-нижней перми с массовыми замерами деформации по галькам разного литологического состава. Выделены четыре степени деформационного преобразования конгломератов и ступени вещественных преобразований, в основу выделения которых положено выявление минеральных парагенезисов, отражающих уровень метаморфических преобразований и процентное соотношение количества метаморфических и первичных минералов в условном объеме горной породы [Коныгин и др., 1988: Леонов и др., 1995]: первая ступень (E = 0-120%; M = 0-50%, где Е – величина деформации, М – процент метаморфогенных минералов); вторая ступень (E = 120–200%; M = 50–75%); третья ступень (E = 200–500%; M = 75-100%; четвертая ступень (E $\geq 500\%$ и более; M = 100%). Детальное рассмотрение этих взаимоотношений и их интерпретации содержаться в [Коныгин и др., 1988: Леонов и др., 1995]. Здесь же отметим только наиболее

общие закономерности проявления структурно-метаморфических преобразований, которые свойственны Нуратау-Курганакской зоне и другим зонам концентрированной деформации [Морозов, 2002, Морозов, Гептнер, 1997; Чиков, 1990, 2011].

Итак, в пределах ЗКД существует прямая коррелятивная связь между величиной пластической деформации и степенью метаморфических преобразований. С нарастанием деформации происходит прогрессирующее развитие вещественной переработки пород. Количество новообразованных метаморфогенных минералов возрастает по мере увеличения деформации с конечным переходом к формированию минеральных парагенезисов более высоких субфаций метаморфизма. Границы между областями с различной интенсивностью деформации и метаморфизма на схемах несколько условны. В природе они менее определенны. Иногда переходы осуществляются очень резко на расстоянии нескольких сантиметров, иногда практически мгновенны, что связано с тектоническим проскальзыванием отдельных горизонтов относительно других. В ряде случаев по простиранию толщ переходы между разными ступенями интенсивности деформации и метаморфизма растянуты на несколько десятков метров и имеют зубчатый характер «фациальных границ». Можно видеть, что в зону проявления пластической деформации и метаморфических преобразований попадает, главным образом, толща конгломератов верхнего карбона – нижней перми, а также отдельные объемы кембрийских пород и отложений альпийского осадочного чехла. Пластическая деформация и метаморфизм проявлены неравномерно, имеют струйчато-мозаичный характер, а их интенсивность меняется от места к месту и от горизонта к горизонту. Явления структурной и вещественной переработки пород полностью отсутствуют в области открытых складок, постепенно, но достаточно быстро нарастают в зоне горизонтальной складки и максимальной интенсивности достигают в зоне общего ламинарного течения. При этом, как только толщи конгломератов выходят за рамки области пластического течения, деформация и метаморфизм ослабевают и сходят постепенно на нет. Изменения структурных и вещественных преобразований резко ослабевают в поперечном направлении при выходе из зоны хрупко-пластического сдвига, но изменения по простиранию всегда более плавные.

Таким образом, из описания и графики видно, что Нуратау-Курганак-Кульгеджелинская зона обладает всеми основными чертами зон концентрированной деформации, сформулированными выше: значительной протяженностью при незначительной ширине, интенсивной внутренней структурной переработкой горных пород, возникновением новых породных комплексов, сдвигово-взбросовым структурным прагенезом, морфоструктурой цветка и пр.

Главный Монгольский линеамент

Главный Монгольский линеамент (ГМЛ) – это один из наиболее протяженных и длительно развивающихся линейных структурных элементов Центрально-Азиатского подвижного пояса, и его значение в формировании структурного плана региона и влиянии на особенности осадконакопления и магматизма чрезвычайно велика. По существу, ГМЛ является составной частью гигантской трансрегиональной структурной линии, прослеживающейся от границ ЗападноСибирской плиты (Россия) через рудный Алтай (Казахстан) и Северный Синдзян (Китай) до Гобийского Алтая (Монголия) и далее на восток (рис. 7.6 А).

Территория Монголии занимает срединную часть Центрально-Азиатского (или Урало-Монгольского) подвижного пояса, расположенного между древними платформами: Сибирской на севере и Северо-Китайской и Таримской на юге. Геология региона описана во многих публикациях [Геологические..., 1995; Гоби-Алтайское..., 1963; Зайцев и др., 1974; Коваленко, Ярмолюк, 1990; Ярмолюк, 2010; Cunningham at al., 1996; Dejidmaa, Badarch, 2005; Tomurtogoo, 2005; мн. др.]. Основные его геологические черты были сформированы в докембрии–палеозое. Процессы байкальского и каледонского времени охватили север территории, в южных провинциях проявились процессы герцинского этапа. Ко времени среднего карбона на всей этой площади прошел орогенез, и была сформирована покровно-складчатая структура, а в области сочленения каледонид и герцинид возникла зона напряженных линейных деформаций, территориально отвечающая области герцинского аккреционного клина [Dejidmaa, Badarch, 2005; Tomurtogoo, 2005].

С этого времени Главный Монгольский линеамент начал существовать как самостоятельная структура. В конце палеозоя регион был охвачен рифтогенезом: возникли Гоби-Тяньшаньская (С₃-Р₁), Северо-Монгольская (Р₁₋₃) и Гоби-Алтайская (Р₁₋₃) рифтовые системы, в обрамления которых проявился гранитоидный магматизм нормального и субщелочного ряда и синплутонический базитовый вулканизм. В этот период (С₃-Р₁) развивалась и рифтовая система Главного Монгольского линеамента [Коваленко, Ярмолюк, 1990; Ярмолюк, 2010;]. Возраст Гоби-Тяньшаньских гранитоидов 302–284 млн лет, возраст гранитов Гобийского Алтая ранняя-поздняя пермь [Коваленко, Ярмолюк, 1990; Ярмолюк, 1990]. В Мz и Kz на рассматриваемой территории установился режим мобильной платформы, и был сформирован плитный чехол, с несогласием залегающий на складчато-метаморфическом фундаменте. Это время характеризовалось развитием дискретных осадочных бассейнов и рифтогенных впадин, внутриплитным магматизмом, активностью разломных зон.

Анализ фаций и мощностей отложений Мz и Kz свидетельствует (например, [Геологические..., 1995; Гоби-Алтайское..., 1963; Зайцев и др., 1974; Коваленко, Ярмолюк, 1990; Ярмолюк, 2010; Cunningham at al., 1996; Dejidmaa, Badarch, 2005; Tomurtogoo, 2005; мн. др.]) о ведущей роли в их распределении зон активизированных разломов. В первую очередь – Главного Монгольского линеамента.

В современной структуре Центрально-Азиатского пояса Главный Монгольский линеамент в виде пологой дуги протягивается в широтном направлении через всю территорию страны на расстояние более чем 2.5 тыс. километров и орографически соответствует горным системам Монгольского и Гобийского Алтаев, а также цепочке небольших горных массивов Восточной Монголии. Зона линеамента представляет собой область сгущения субширотных разломов типа сдвигов и взбросо-сдвигов, образующих местами две ветви: северную и южную. Северная ветвь очень четкая и представлена сменяющими один другого с запада на восток Туренгольским, Ихэбогдинским, Ундуршилинским и Дэлгирским разломами. Южная ветвь менее четкая и определяется системой ветвящихся и кулисно подставляющих друг друга Булагским, Заалтайским, Сайхандуленским и Асгатским разломами.







Особенности осадконакопления и вулканизма свидетельствуют об обстановке *транстенсии*, прерываемой краткими эпизодами *транспрессии*. Особенно активны в это время Гоби-Алтайская и Заалтайская (Тяньшаньско-Алтайская) шовные зоны, являющиеся составными частями ГМЛ. Чрезвычайно активна в тектоническом отношении зона ГМЛ и в новейшее время, о чем свидетельствуют расчлененный средне- и высокогорный рельеф, деформация древних поверхностей выравнивания, сейсмическая активность [2]. Современное разви-

Рис. 7.6. Главный Монгольский линеамент

А. Положение Главного Монгольского линеамента в геологической структуре Монголии.

Б. генерализованная структурная схема Гоби-Алтайского сегмента Главного Монгольского линеамента.

1 – Озерная зона; 2 – зона Южного Гоби; 3 – выходы рифейско-палеозойского фундамента; 4 – отторженцы палеозойских и юрских пород в зоне Долиноозерского разлома; 5 – границы блоков и разломы.

В. Геологический профиль вкрест Главного Монгольского линеамента в районе массива Танын (хр. Бага-Богдо) [Пржиялговский и др., 2011].

1 – современные отложения; 2 – верхний мел–палеоген (нерасчлененные): конгломераты, песчаники; 3 – нижний мел: сероцветные терригенно-карбонатные отложения; 4 – верхняя юра– нижний мел: красноцветные грубообломочные и вулканогенно-осадочные отложения; 5 – мезозой–кайнозой (?): хаотические комплексы тектонического и тектоно-гравитационного типов; 6 – средняя–верхняя юра: вулканиты (а) и терригенные грубообломочные сероцветные отложения (б); 7 – верхний палеозой: метавулканиты и серецитовые сланцы; 8 – рифей (?): мраморы; 9 – верхний палеозой: лейкограниты дезинтегрированные с линзовидной фрагментацией; 10 – верхний палеозой: основные и ультраосновные интрузии; 11 – рифейские порфировидные граниты; 12 – маркирующие горизонты; 13 – главные разломы и надвиги; 14 – второстепенные и предполагаемые (пунктир) разрывы; 15 – протрузивные контакты; 16 – элементы залегания.

тие зоны ГМЛ безусловно происходит в условиях сдвига [Гоби-Алтайское..., 1963]. Некоторые геологи полагают, что присутствует и субмеридиональное сжатие, т.е. в регионе имеет место режим *транспрессии* [Cunningham at al., 1996]. Однако нужно заметить, что меридиональное сжатие в новейшее время выражено только в напряженном состоянии, измеряемом по сейсмофокальным данным. Структурного же выражения сжатие в регионе не имеет. Об этом свидетельствуют: (а) отсутствие деформаций сжатия в верхнемезозойских и кайнозойских отложениях в пределах впадин (деформация этих пород фиксируется только в непосредстенной близости от разломов – преимущественно взбросо-сдвигов); (б) в проявления вулканизма, который требует, скорее, обстановки растяжения; (в) кулисообрзное растяжение и линзовидное строение фрагментов палеозойского фундамента; образование молодых впадин типа пулл-апарт. Таким образом, формирование Главного Монгольского линеамента в новейшее время происходит, по-видимому, в условиях транстенсии, то есть в условиях сдвига с растяжением.

Был детально изучен отрезок линеамента, соответствующий хребтам Гобийского Алтая (Ихэ-Богдо, Бага-Богдо и Арц-Богдо) [Пржиялговский и др., 2011]. В настоящее время – это узкие (0–30 км) и протяженные (до 2000 км) полосы выходов палеозойского фундамента, обрамленные отложениями мезозойско-кайнозойского чехла и образующие серию кулисно подставляющих друг друга горных массивов (структурных дуг и линзовидных доменов) (см. рис. 7.6 Б, В).

Палеозойские толщи в виде узких, кулисно-расположенных гряд (рис. 7.6 Б) приподняты относительно долин, образуя средне- и высокогорный рельеф с отметками до 3600 м. Эти зоны являются областями концентрации разломов (преимущественно сдвигов и взбросо-сдвигов), пликативных и дизъюнктивных деформаций разного масштаба и морфологических аномалий, т.е. обладают чертами, свойственными внутриплитным зонам концентрированной деформации. Зоны испытали активизацию в позднекайнозойское время, соответствуют облас-

тям проявления левосдвиговой транспрессивной (?) тектоники, (в том числе и на новейшем этапе) и образуют «структуры цветка» [Cunningham at al., 1996].

Основные деформационные процессы, формирующие тектонический облик этого сегмента Главного Монгольского линеамента, сосредоточены в породах палеозойского фундамента и проявлены на всех масштабных уровнях: макро-, мезо-, и микро. Возникает линзовидно-ленточно-петельчатая структура, состоящая из тектонически обособленных ромбоэдровидных блоков различного размера, разделенных или разломами, или катаклазированной основной массой – гранитно-карбонатным меланжем. Образование такого структурного ансамбля характерно для зон сдвигового течения. При объемной сдвиговой деформации ромбоэдры-линзы являются энергетически обусловленными и наиболее устойчивыми структурными элементами, что подтверждается данными мезомеханики. В структурный парагенез сдвигового течения в регионе логично вписываются и кристаллические гранитные протрузии. Изначально жесткие гранитные массы, вошедшие в состав консолидированного слоя, в процессе объемного катаклаза пород определенного состава (гранитов, мраморов) приобрели объемную (3D) подвижность. Формирование протрузивных структур зафиксировано в соответствующих структурных парагенезах.

Таким образом, Главный Монгольский линеамент обладает всеми характерными чертами зон концентрированной деформации, является одной из основных структурных линий Центрально-Азиатского подвижного пояса, определяет многие черты его развития и контролирует проявление тектонических, магматических и седиментационных процессов. Необходимо также подчеркнуть, что в пределах Главного Монгольского линеамента, также как и в других зонах концентрированной деформации, в условиях дифференциального сдвигового течения формируются структурные купола, по механизму, внутреннему строению и морфологии представляющие собой кристаллические протрузии, описание которых содержится в публикациях М.Г. Леонова и Е.С. Пржиялговского с соавторами [Леонов М. и др. 2008; Пржиялговский и др., 2010, 2011].

К сказанному нужно добавить те сведения, которые детально рассмотрены в главе 6. Прежде всего это данные по геологии Карельского массива, который оконтурен и рассечен внутри относительно узкими шовными зонами, для которых характерны несколько отличные от самого массива типы разрезов и, главным образом, интенсивные проявления деформации и метаморфизма. На южном отрезке северо-восточного борта массива это зона Ветреного пояса и его аналогов; на севере – Северо-Карельская зона концентрированных деформаций, на западе – зона Кайну и Ладожско-Ботническая зона, тело массива рассечено Центрально-Карельтской и Восточно-Карельской зонами шовными.

На территории Карельского массива выделено несколько типов структурных зон первого порядка (структурно-парагенетических ансамблей) и соответствующих им кинематических обстановок [Леонов и др., 2001], среди которых: дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания (содвиговые зоны по Л.М. Расцветаеву [1997]), отражающие условия поперечного сжатия, и линейные зоны осепродольного тектонического течения. И те и другие имеют структуру цветка и по особенностям своего строения могут быть отнесены к категории зон концентрированной деформации. Рассмотрим примеры каждого из упомянутых типов, которые имеют много общего.

Необходимо отметить еще два принципиальных момента, связанных с формированием этой зоны концентрированных деформаций. Во-первых, для данной зоны характерно формирование *сдвигово-купольного* структурного парагенеза, и образование купольных структур обусловлено возникновением зон декомпрессии и нагнетания в зоне сдвигового течения. Во-вторых, зона активно развивается во взбросо-сдвиговом режиме и в новейшее время, что установлено С.Д. Зыковым на основании морфоструктурного анализа [Колодяжный и др., 2000]. В новейшем тектогенезе проявлены также и купольные структуры.

Нелишне напомнить и об описании ЗКД, ограничивающих пояс Лимпопо (глава 6) и дугообразные структуры палеозоид Казахстана (главы 4 и 5), линейные структуры Восточно-Европейской платформы (глава 2) и Альпийскогималайского пояса (глава 1).

Модельные построения

Различными исследователями предложены разные механизмы формирования структур, подобных описанным выше зонам концентрированной деформации, и сходные тектонические образы неоднократно создавались с помощью эмпирических (описательных и графических) моделей, а также посредством физического и математического моделирования (например, [Морозов, 2002; Морозов, Гептнер, 1997; Лучицкий, Бондаренко, 1967]) (см. рис 6.26, 7.2, рис. 7.7). При этом исследователи зачастую моделировали совсем иные структуры и процессы, но побочным эффектом моделирования, как показал анализ, явились и структуры, чрезвычайно сходные с рассматриваемыми в этом разделе. В рамках раздела невозможно дать развернутую характеристику моделей, да, наверное, и не нужно – суть моделей хорошо вычитывается из рисунков и подрисуночных подписей. Желающие же познакомится с условиями эксперимента более подробно могут обратиться к цитируемой здесь литературе. Зоны концентрированной деформации рассматривались [Леонов, 1990] как результат трансформация интрабассейновых морфоструктур в условиях изгибной неустойчивости по модели Л.И. Лобковского [1988] (рис. 7.7 А); как элемент структуры «аркадного» типа [Сомин, 2000]; как механизм гравитационной неустойчивости (в модели она инициируетсмой изменением интенсивности магнитного поля [Лучицкий, Бондарнко, 1967]) (рис. 7.7 В); как механизм «содвига» [Расцветаев, 1977, 2002] (рис. 7.7 Г); как следствие деформации поверхности фундамента и залегающих выше чехольных комплексов по «механизму хорды» [Делмесс, 1961, Леонов М., 2008]; как отражение режима конвекции и транспрессии [Морозов, 2002; Sanderson, Marchini, 1984]. Нужно отметить, что модель Ю.А. Морозова [2002], предполагая разноскоростное латеральное течение масс и их конвективное течение, находит подтверждение в природной модели (см. рис. 6.26). На модели, созданной самой природой, видно, что рисунок и расположение линейных зон концентрации разнонаправленного и разноскоростного течения (области концентрированной деформации) соответствует структурному рисунку Карельского массива и модели «матрешки», предложенным ранее [Леонов М. и др., 2001]. Такое соответствие, конечно, не может служить однозначным доказательс-







Направление течений в подкоровом слое

Рис. 7.7. Модели, отражающие формирование зон концентрированной деформации

А. Эволюция Южного Тянь-Шаня на стадии существования Палеотуркестанского океана [Леонов М., 2008]. Для объяснения морфоструктурной дифференциации бассейна и последующего образования зон концентрированной деформации применеа модель изгибной неустойчивости реологически расслоенной литосферы [Лобковский, 1988].

Б. Математическая модель, отражающая дискретность расположения структур в земной коре [Стефанов, 2002]. В модели отчетливо видна «регулярная» делимость земной коры.

В. Модель формирования и дискретного расположения структур цветка в неоднородном магнитном поле [Лучицкий, Бондаренко, 1967].

Г. Содвиговый механизм формирования структуры Большого Кавказа на орогенной стадии [Расцветаев, 2002]

твом идентичности процесса (объемное дисгармоничное течение), но и игнорировать его (соответствие) не вижу причин.

Разнообразие моделей отражает, вероятно, существующую множественность подходов к решению проблемы, а также – возможное многообразие механизмов формирования зон концентрированной деформации. Однако при всем многообразии подходов, рациональными являются только те из них, которые учитывают главные особенности строения и эволюции ЗКД. Наиболее общим фундаментальном свойством зон концентрированной деформации является то, что в их пределах происходит накопление тектонической энергии и ее последующая релаксация, которая осуществляется в условиях стесненной среды за счет образования структурно-вещественных парагенезов, свидетельствующих об локализованном в пространстве трехмерном тектоническом течении горных масс.

В основе образования зон концентрированной деформации лежит, вероятно, несколько причин: латеральная реологическая неоднородность горных масс; анизотропия их механических свойств; существование неоднородного поля напряжений; наличие латентной энергии, сконцентрированной в горных породах деформируемой зоны [Пономарев, 2008]; пр. Рассмотрение физических механизмов формирования ЗКД и породивших их причин – предмет специального исследования, несущего в себе настолько много неясностей и противоречий, что однозначное решение вопроса в настоящее время вряд возможно, и необходимы дополнительные исследования. Но хотелось бы обратить внимание на два обстоятельства, непреложно вытекающих как из рассмотрения фактического геологического материала, так и из модельных построений.

Первое обстоятельство. Из приведенного материала и анализа литературы можно видеть, что зоны концентрированной деформации расположены в пространстве с удивительной регулярностью, примеры чему весьма многочисленны. Другие примеры приведены в [Леонов, 1990, 2008, 2010]. Причем расстояние между отдельными зонами концентрированной деформации в определенной степени зависит от глубины их заложения. Так верхнекоровые зоны подобного типа с завидным постоянством располагаются на расстоянии 20–50 км одна от другой, в среднем составляя 25–30 км. (см., например, рис. 7.4, 7.7, а также [Леонов, 1990, 2008, 2010]). Причины такой регулярности не очень ясны, но, вероятно, могут быть объяснены либо волновым механизмом распределения деформаций в расслоенной литосферы [Лобковский, 1988], либо механизмом, связанным с законами распределения деформаций в энергонасыщенной геологической среде [Пономарев, 2008], либо размером возникающих в коровом слое конвективных ячей, как это явствует из модели Ю.А. Морозова [Морозов, 2002]. Но во многих случаях, как это видно из рассмотренного выше материала, ЗКД ограничивают в пространстве латеральные тектонические потоки различного масштаба.

Второе обстоятельство. При описании зон концентрированной деформации было обращено внимание на поперечную зональность их строения, которая выражена в различной интенсивности (напряженности) деформаций (см. рис. 6.5, рис. 7.1 В.). В осевой области наблюдаются вертикальная ориентировка плоскостных элементов, будинаж, сланцеватость, концентрация макро-, мезо, и микроразломов и трещин, разномасштабные складки, в том числе колчановидные, катаклаз, меланжирование, интенсивные вещественные преобразования. При удалении от осевой зоны интенсивность структурно-вещественных преобразований постепенно уменьшается: изоклинальные складки с вертикально расположенными осевыми плоскостями сменяются более открытыми и пологими, в меньшей мере проявлены, а то и полностью исчезают структуры будинажа и сланцеватости, хорошо различимы первичные структура и текстура пород, слоистость и стратификация. Но ширина области перехода обычно не велика и соизмерима с шириной осевой зоны. Но чаще смена стиля и напряженности деформаций происходит очень резко по зоне рассланцевания, сдвигового течения или разлома-разделителя (вертикального детачмента).

Это явление хорошо просматривается на мегауровне (см. рис. 1 В) и отчетливо видно на мезоуровне (рис. 7.8). На рис. 7.8 А изображена принципиальная схема распределения деформаций и смена условий реализации напряженного состояния; на рис. 7.8 Б. В приведены конкретные примеры такого распределения. Можно видеть (фрагмент Б), что в осевой части зоны концентрированной деформации формируются структуры пластического течения: турбулентного в центре и ламинарного - по краям. Этот парагенез отражает условия простого сдвига. Центральная зона отграничена пластическим разрывом (детачментом) от области проявления деформации чистого сдвига, которая в свою очередь сменятся областью отсутствия сдвигового течения и проявления деформации иного типа. Такая интерпретация находит подтверждение в природной модели (см. рис 7.8, фрагмент В). Полоса, обозначенная как область простого сдвига – это, в принципе, область гранулярного течения грубозернистого кварцевого песка. Область течения, также как и в предыдущем примере, по резкой границе (детачмент) контактирует с областью проявления чистого сдвига, где возникает система поперечных разломов и открытых трещин.

Распределение деформаций указывает, что многие из наблюдаемых структур возникли в обстановке продольного растяжения и не могли сформироваться за счет столкновения, сближения жестких блоков земной коры (плит, террейнов, массивов и пр.). И можно предполагать, что источником сил и напряжений, вызвавших концентрированную деформацию в пределах узких зон, являются сами эти деформированные объемы земной коры. Этот вывод (конечно, пред-

Рис. 7.8. Структурно-кинематическая ситуация одного из типов зон концентрированной деформации

А – принципиальная схема (Е – величина деформации); Б – зона концентрированной деформации мезомасштаба (песчано-шунгитовые породы кондопожской свиты, Карелия); В – природная модель: гранулярный поток (альб-аптские пески ВЕП). Объяснение в тексте







варительный и еще недостаточно аргументированный) подтверждается и тем фактом, что в природных объектах степень структурно-вещественных преобразований пород вне зон рассматриваемого типа значительно меньше, чем в пределах самих зон концентрированной деформации. Отмеченные обстоятельства пока не находят удовлетворительного решения: здесь возможны варианты, но как бы там ни было, они существуют и нуждаются в изучении и осмыслении. Но нужно подчеркнуть, что сходные динамические и кинематические обстановки в зонах концентрированной деформации, хотя и фиксируются достаточно регулярно, но тем не менее не имеют универсального характера.

Итак, мы познакомились с общими чертами строения зон концентрированной деформации, с геологическим строением некоторых структур этого типа, модельными построениями, тем или иным способом объясняющими наблюдаемые закономерности. Фактологический материал полностью подтверждает предварительное обобщение. Можно было бы привести еще несколько примеров зон концентрированной деформации, описанных в различных регионах. Таковы Иртыш-Зайсанская зона (Казахстан) [Чиков, 1990], зона Шонгхонг (Вьетнам) [Чиков, Лин Ге, 1995], Копетдаг-Кавказская зона содвига [Расцветаев, 1977, 2002], Охнинско-Талдыкская зона Гиссаро-Алайской горной системы [Морозов, Талицкий, 2006], зоны Триангль и Тули-Саби (Южная Африка) [Мс Court, Wilson, 1992] и др., но сделать это в рамках одного раздела невозможно.

Тем не менее, все имеющиеся данные позволяют рассматривать внутриплитные зоны концентрированной деформации в качестве особой категории структур, которая играет значительную роль в тектогенезе подвижных поясов, молодых и древних платформ. Их особая роль подчеркивается не только особенностями их внутренней структуры и пространственного расположения, но состоит также и в том, что они определяют внутреннюю делимость литосферы, уменьшая ее относительную жесткость. Однажды возникнув, эта делимость (дискретность) становится важным фактором, контролирующим многие закономерности проявления структурообразующих, геодинамических и минерагенических процессов, в том числе и масштабы проявления латеральных тектонических потоков в пределах земной коры и литосферы, а зоны концентрированной деформации – это некие рельсы, определяющие структурное развитие заключенного между ними и обладающего объемной (3D) подвижностью мегаобъема земной коры [Леонов М., 2008]. В то же время, внутриплитные ЗКД, по-видимому, нельзя рассматривать как границы между полностью независимыми друг от друга террейнами. В случае межплитных структур концентрированной деформации это возможно, но внутриплитные ЗКД в своих структуре и вещественном выполнении содержат информацию о первичной взаимосвязи разделенных ими объемов земной коры и литосферы.

Литература

Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. 1960. Сер. геол. № 8. С. 3–18.

Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В. и др. Минкуш-Кекемернская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50

Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 19–21.

Геологические формации Монголии. Тр. ССМНИГЭ. М.: Шаг, 1995. 180 с.

Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Деллмес К.Ф. основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.

Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г. и др. Тектоника Монголии // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 125–138.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Тр. Тр. ССМНИГЭ. М.: Наука, 1990. 240 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганакской шовной зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 66–69.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественная эволюция палеозойских метаморфических образований гор Южные Нуратау (Кызылкумы) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 71. Вып. 1. 1966. С. 37–54.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной части Нуратау-Курганакской зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 66–69.

Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г. Хан Р.С. Тектоника Южно-Нуратинской линеаментной зоны (Кызылкумы) // Геотектоника. 1991. № 5. С. 93–106.

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-западного Прионежья (Карельский массив) // Рос. жур. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 11–27.

Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 93–106.

Леонов М.Г. Безофиолитовые коллизионные швы // Известия ВУЗов. Геол. и развед-ка. 1990. № 8.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.

Леонов М.Г. Внутриплитные зоны концентрированной деформации в структуре подвижных поясов и платформ. Материалы науч. совещ. Т.1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Главный Монгольский линеамент: структура и эволюция // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. Науч. совещ. Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Тектоническое моделирование в искусственном магнитном поле // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 5. С. 1173–1176.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.

Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Природные и экспериментальные примеры структурных ансамблей, возникающих в тектонических режимах транспрессии и транстенсии // Структурные парагенезы и их ансамбли. Мат. Симпозиума. М.: ГЕОС, 1997. С. 219–258.

Морозов Ю.А., Талицкий В.Г. Структурно-кинематические аспекты эволюции Киргизатинской синформной структуры Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2006. № 1. С. 44–62.

Пейве А.В. Глубинные разломы геосинклинальных областей // Изв. АН СССР. Сер. Геол. № 5.

Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 384 с. Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Бадамгарав Ж., Лаврушина Е.В. Гранитно-мраморные протрузии Гоби-Алтайской зоны (Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. совещания. Вып. 8. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. С. 40–42.

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии. ДАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5 / Ред. К.К.Марков, Н.И.Николаев. М.: Изд-во Московского уни-та, 1973. С. 57–107.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–113.

Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.

Сомин М.Л. Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 254–356.

Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физ. Мезомеханика. 2002. № 5. С. 107–118.

Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма /Ред Б.М.Чиков. Новосибирск: Наука. СО, 1990. 217 с.

Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Изд-во «Наука», 1968. 316 с.

Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеаментным зонам земной коры) // структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 6–40.

Чиков Б.М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2011. 300 с.

Чиков Б.М., Лин Ге. Тектоника Индосинийского коллизионного пояса (Юго-восточная Азия). Геология и геофизика. 1995. № 12. С. 3–16.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В. Эпигерцинские коллизионные структуры Большого Алтая // Геология и геофизика. 2008. № 5. С. 426–438

Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский рифтогенез и проблемы батолитообразования в Центральной Азии // Материалы науч. совещания. Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 158–159.

Alvarez Ph., Maurin J.-C. Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. Vol. 50. № 1/2. 1991. P. 139–152.

Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G. & Sandaar M. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai – Tien Shan connection. Earth and Planetary Science Letters. 140. 1996. P. 67–82.

Dejidmaa G., Badarch G. Summary of pre-accretionary and accretionary metallogenic belts of Mongolia // Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / Edited by R.Seltmann, O.Gerel & D.Kirvin. London: CERCAMS, 2005. P. 25–30.

McCourt S., Wilson J.F. Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // Geol. Dept. and University of West. Austral., 1992. Publ. 22. P. 237–245.

Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Trfnspression // Journ. Geol. Struct. Geol. 1984. Vol. 6. P. 449–458.

Silvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. Vol. 100. № 11. P. 1666–1703/ *Tomurtogoo O.* Tectonics and evolution of Mongolia // Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / Edited by R.Seltmann, O.Gerel & D.Kirvin. London: CERCAMS, 2005. P. 5–12.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный в книге фактический материал и обзор модельных построений в совокупности позволяют сделать некоторые достаточно обоснованные выводы.

Латеральные тектонические потоки (плито-потоки, горизонтальные протрузии) – это реальные геологические тела (геодинамические системы), составляющие существенный элемент континентальной и океанической литосферы. Они могут быть зафиксированы с помощью различных методов геологического анализа: структурно-кинематического (главы 1, 2, 3), формационного (глава 4), палеомагнитного (глава 5), сравнительно-тектонического и геоисторического (глава 6, 7, 8).

Физические и расчетные модели (глава 7) подтверждают возможность объемного латерального течения в пределах земной коры и верхов мантии. Модели достаточно адекватно отражают реалии строения и истории становления природных объектов.

Плито-потоки (plate-flows) и горизонтальные протрузии (horizontal protrusion) – это пространственно ограниченные трехмерные горизонтально-плоскостные геологические тела, обладающее признаками объемного тектонического (реидного) течения горных масс и представляющие собой обособленные геодинамические системы.

Обособленность эта относительна. Как показывает фактический материал, она четко проявлена по латерали. Взаимодействие с соседствующими блоками проявляется лишь в пределах краевых разломных (сдвиговых, надвиговых) зон или узких зон хрупко-пластического течения. Напротив, по вертикали, взаимосвязь между различными слоями и оболочками земной коры и литосферы в целом, проявлена более ярко, что отражается в общей геодинамике, проявлениях магматизма, метаморфизма и металлогении в пределах плит-потоков (см. главы 6, 7, 8).

Формирование латеральных тектонических потоков (плито-потоков) – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики литосферы континентов и океанов. «Вмороженные» в земную кору они своим существованием отражают реальную (зафиксированную в структуре коры) внутреннюю подвижность огромных объемов горных масс и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя Земли.

Разница в употреблении понятий «тектонический поток», «плито-поток», «горизонтальная протрузия» весьма условна, и она связана, скорее, с масштабом явления (в объемном его выражении), чем с его сущностью. Структуры этого типа, имеющие относительно малые объемы (до десятков и первых сотен кубических километров) можно называть горизонтальными протрузиями. Поскольку реидная деформация практически всегда связана с уменьшением вязкости, то это и послужило причиной употребления термина «протрузия». Геоструктуры с признаками латерального реидного течения, проявленного в пределах значительной части коры (и/или литосферы) и имеющие региональный масштаб, сопоставимый с размерами литосферных плит, лучше называть плито-потоками или наиболее общим термином «тектонический поток».

Для структуры плито-потоков (горизонтальных протрузий) и проявления в их пределах тектоно-деформационного процесса характерен специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение по направлению длинной оси структуры. Причем, структурные ансамбли, несмотря на общность их кинематической сущности, в чехольных комплексах и в породах кристаллического фундамента неодинаковы. Типы парагенезов и механизмы их образования подчинены: относительно постоянному региональному (надрегиональному) полю напряжений; вариациям частных полей напряжений и характеру их распределения в пространстве; реологии деформируемых толщ.

В чехольных комплексах преобладают разломно-складчатые парагенезы с преимущественно сдвиговой составляющей движения по разрывам и формированием крупноблочной матрицы, как это описано, в частности, в главах 1, 2, 3. Реализация течения осуществляется в этом случае за счет дифференциального совокупного движения относительно крупных блоков, подобно движению льдин в речном потоке. Иногда это движение упорядоченно (например, эффект домино), иногда становится хаотичным. В отдельных зонах, разделяющих относительно единые блоки, формируется покровно-складчатая структура.

В кристаллических массах фундамента (консолидированной коры), превалирует хрупко-пластическая деформация. Причем проявлена она неравномерно, образуя чередующиеся узкие и протяженные зоны концентрированной деформации (шир-зоны) со сдвигово-надвиговой кинематикой и области диффузного (рассредоточенного) сдвига, а также зоны сдвигово-купольного тектогенеза.

Формирование латеральных потоков связано с возникновением реологически ослабленных объемов с пониженной вязкостью. Подвижность может возникать в режимах «холодной» деформации, относительного прогрева, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления и определяется степенью связности пород. Потеря связности обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки пород, и все они приводят к возникновению среды с пониженной вязкостью. Последнее обстоятельство играет решающую роль при формировании «плито-потоков». Направление, характер и интенсивность перемещения вещества в процессе эволюции плито-потоков в коровом слое, по-видимому, связаны с формой проявления конвективных (адвективных) токов в астеносфере и подлитосферной мантии. Но нельзя, вероятно, исключать и другие источники энергии, таких, например, как энергия вращения Земли, накопление латентных напряжений в массивах горных пород и др. Но это предмет другого исследования.

Процесс тектонического течения приводит к образованию спцифических структурных парагенезов и их ансамблей, благодаря наличию которых мы с можем судить о латеральном перемещении вещества в квазипластичной форме и восстанавливать особенности этого движения, и, конечном итоге, создавать *«образы» осязаемого со всех сторон трехмерного явления,* о которых говорил и писал классик мировой геологии Эмиль Арган.

Научное издание

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Труды, вып. 604

Утверждено к печати Редколлегией Геологического института РАН

Редактор М.В. Лучицкая

Компьютерная верстка: Р.И. Недумов

Подписано к печати 10.10.2013 Формат 1/16 70х100. Бумага офсетная и мелованная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 30,0. Тираж 300 экз.

> Издательство ГЕОС 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. к. 332 Тел./факс: (495) 959-35-16 e-mail: geos-books@yandex.ru www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ОАО «Альянс «Югполиграфиздат» ООО «Т-Пресс» 400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6