

ТЕКТОНИКА СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ ОБЪЕМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ)

М.Г. Леонов

*Геологический институт РАН
109017 Москва ж-17, Пыжевский пер. 7*

E-mail: m_leonov@geo.tv-sign.ru

Поступила в редакцию 10 сентября 2001г.

В статье рассмотрены некоторые аспекты геологии сложнодислоцированных объемов земной коры: а) парагенетические ансамбли, как отражение фундаментальных закономерностей формирования структур; б) интерференция геодинамических режимов и ее отражение в структуре подвижных поясов; в) проблемы тектоники консолидированного слоя континентов; г) роль и место горизонтальных кристаллических протрузий в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов; д) деформация гранулированных сред; е) ряд вопросов, связанных с методикой изучения сложнодислоцированных толщ.

Ключевые слова: *тектоника, структура, парагенетический анализ, микстит, объемная деформация, гранулированная среда*

TECTONIC ANALYSIS OF INTENSIVE DISLOCATED ROCK MASSES OF THE EARTH CRUST (PROBLEMS AND RESOLUTIONS)

M.G. Leonov

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences

Some geology aspects of high-dislocated bulks of the Earth crust are reviewed: а) paragenetic ensembles as the reflex of fundamental regularity of structural pattern forming; б) interference of geodynamic regimes and its role in the structural evolution of orogenic belts; в) some aspects of the continental consolidated crust tectonics; г) horizontal crystalline protrusions in the structure of the Earth crust of the platforms and orogenic belts; д) deformation of the granular substances; е) some methods of the high-dislocated bulks analysis.

Key words: *tectonics, structure, paragenesis, mixtit, 3-D deformation, granular substance*

Изучению геологии сложнодислоцированных толщ всегда уделялось первостепенное значение, что нашло отражение во множестве региональных работ, в больших обобщениях и учебниках, а так же в специальных научно-методических руководствах [например: Геологическая..., 1960: Очерки..., 1970]. Однако, к настоящему времени накопилось множество наблюдений и фактов, которые значительно расширили наши знания в области тектоники сложнодислоцированных объемов литосферы и привели к возникновению новых парадигм и оригинальных методических приемов их изучения. Существенно изменились наши представления о тектонике консолидированной коры, и было показано, что фундамент континентов, и на плитной стадии своего существования, являет-

ся подвижной субстанцией, в которой формируются сложные парагенетические структурные ансамбли. Установлены парагенетические зависимости между, казалось бы, разнородными процессами: осадконакоплением и типами тектонических движений, структурообразованием и метаморфизмом и пр. и пр. В связи с этим представляется полезным рассмотреть некоторые аспекты современного состояния проблемы сложнодислоцированных структурно-тектонических ансамблей разного ранга и различных геодинамических обстановок. Конечно, осветить проблему хоть в сколько-нибудь полном объеме в рамках одной статьи не представляется возможным, и я остановлюсь лишь на тех вопросах, которые, во-первых, отражают наиболее, на мой взгляд, существенные стороны

тектоники сложнодислоцированных толщ и, во-вторых, нашли отражение в опыте моих личных исследований.

**I. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АНСАМБЛИ
КАК ОТРАЖЕНИЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗВИТИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Разработка учения о структурных рисунках и структурных парагенезах восходит к работам Эд. Зюсса, Эм. Аргана, И.В. и Д.И. Мушкетовых, Р. Штауба и других классиков геологии. В дальнейшем большой вклад в изучение проблемы внесли В. Гамильтон, С. Ксри, Ли-Сы-Гуан, А.И. Суворов и многие другие. В последние десятилетия представления о парагенезах структур развиваются В.С. Буртманом, М.А. Гончаровым, М.Л. Коппом, Ю.В. Миллером, Е.И. Паталахой, Л.М. Расцветаевым, Дж. Ремзи, В.Г. Трифионовым, М. Хиллом, С.И. Шерманом, В.В. Эзом и другими исследователями. Но нужно отметить, и это видно из перечисления имен, что учение о структурных парагенезах развивалось, главным образом, в нашей стране. Одним из его основоположников и наиболее активным разработчиком является А.В. Лукьянов, в работах которого [Лукьянов, 1965, 1986, 1991, 1997а, 1997б и др.] обоснован метод парагенетического анализа структур как “метод самостоятельного многопланового и разномасштабного исследования геологических объектов, направленного на глубокое познание взаимосвязей членов парагенезов, факторов структурообразования и закономерностей процессов деформации” [Лукьянов, 1997б, с. 90], а также определена его сущность, которая заключена в многократном совместном нахождении геологических объектов “в виде определенным

образом построенных комплексов (парагенезов)” [Лукьянов, 1997б, с. 88]. Сформулированы основные задачи парагенетического анализа [Лукьянов, 1997а]: вопросы наложения парагенезов структур друг на друга, многогранность парагенезов, выявление “нетрадиционных членов”, проблемы классификации и разработки теоретических основ понятий.

В настоящее время очевидно, что понимание структурно-тектонической эволюции земной коры невозможно без использования метода структурно-парагенетического анализа. Но, как показывает опыт, значение метода выходит за рамки изучения собственно тектонических структур, так как структурные преобразования горных масс находятся в тесном парагенетическом единстве с другими геологическими процессами, такими как осадконакопление, метаморфизм, образование рельефа и пр. (проблема “нетрадиционных членов”). Это ставит перед исследователями задачу изучения “естественных геологических сообществ” более высокого ранга, чем структурные парагенезы, а именно “парагенетические ансамбли”. Рассмотрим некоторые примеры.

**Структурно-седиментационные
парагенетические ансамбли**

В разрезе земной коры широко представлены комплексы хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала, такие как олистостромы, меланжи, тиллиты и пр., объединенные в самостоятельную категорию геологических образований – микститов [Леонов, 1981, 1983]. Среди них выделена разновидность тектоно-гравитационных микститов, генетический ряд становления которых, с момента их зарождения до окончательного оформления в структуре, выглядит следующим образом:

Процесс тектонический	⇒ Процесс оползания ⇒	Процесс тектонический
Расчешуивание материнского аллохтонного массива, тектоническое дробление и брекчирование, возникновение грубообломочного материала	Перемещение вниз по склону седиментационного бассейна, дополнительная дезинтеграция и перемешивание, захват осадков бассейна	Шарьирование массивов на толщии тектоно-гравитационных микститов, их вторичная тектоническая переработка, превращение в тектоническую смесь

То есть существует своеобразный структурно-вещественный парагенез “тектонический покров - седиментационное образование - осадочный меланж”, который отражает единство и взаимообусловленность тектонических и седиментационных процессов, а сами тектоно-гравитационные микститы являются комплексами-показателями горизонтальных движений блоков земной коры. Формы проявления горизонтальных движений и механизмы формирования тектонических покровов могут быть различны. При этом особенности структуры, строения и типа движения покровов находятся в определенном соответствии со строением, составом и формой залегания хаотических образований, и изучение структурно-седиментационных микститовых парагенезов позволяет реконструировать характер проявления горизонтальных подвижек земной коры. Иллюстрацией к этому положению может служить краткое

описание ряда характеристичных тектоно-седиментационных парагенезов (рис. 1), названия которым даны в соответствии с местонахождением тектонотипов.

Ликийский тип. Для микститов этого типа характерны: ассоциация с породами офиолитового комплекса и меланжами; залегание на большой площади в виде плащеобразных покровов без ярко выраженной внутренней фациальной изменчивости вкrest простирания толщ; наличие постепенных переходов к тектоническим микститам типа меланжей. Ликийский тип микститов характерен, главным образом, для ранних стадий покровообразования в областях развития коры океанического типа, а также для этапов выведения мафической коры в верхние горизонты земной коры (процесс обдукции).

Кавказский тип. Микститы образуются в краевых частях флишевых прогибов за счет

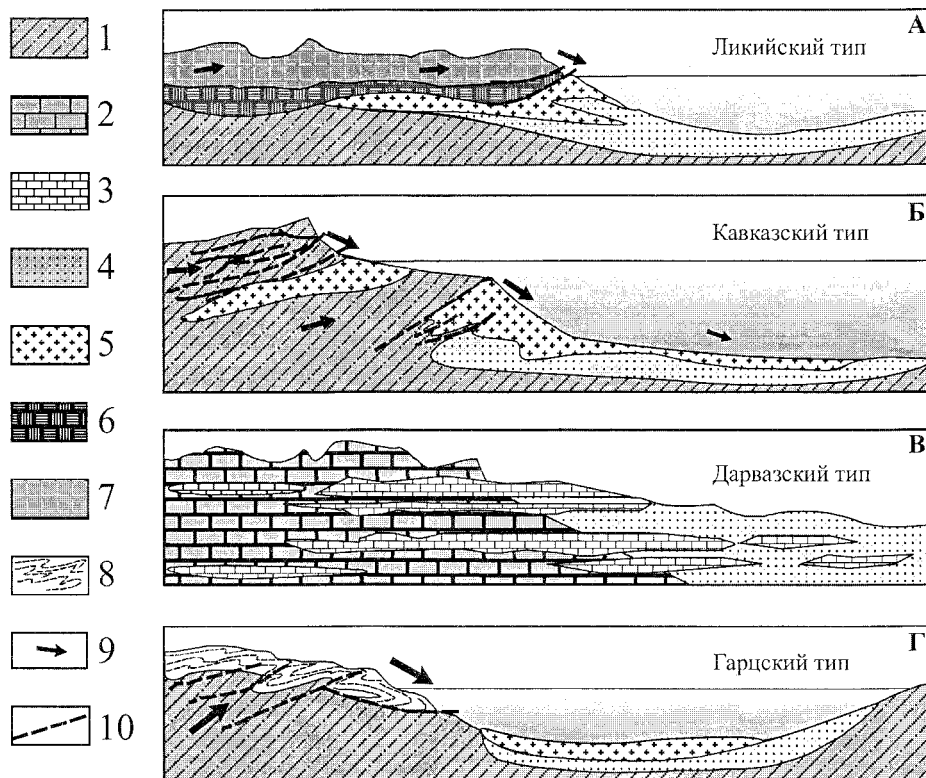


Рис. 1. Механизмы формирования тектоно-гравитационных микститов в зависимости от формы проявления горизонтальных движений: А – Ликийский тип; Б – Кавказский тип; В – Гарцкий тип; Г – Дарвазский тип.

Изучение тектоно-гравитационных микститов позволяет не только реконструировать особенности становления покровных структур, но и определять место и время их проявления даже в том случае, если структурных признаков горизонтальных перемещений не сохранилось. Остальные объяснения в тексте.

1 – породы домикститовых комплексов; 2 – карбонатные массивы; 3 – известняковые олистоплаки; 4 – осадочные отложения бассейнов; 5 – тектоно-гравитационные микститы; 6 – офиолитовый меланж; 7 – покров перидотитов; 8 – складчато-надвиговые образования; 9 – направление перемещения горных масс; 10 – разломы.

тектонической дезинтеграции поднятий (края платформ, микроконтинентов, срединных массивов и пр.), ограничивающих эти прогибы и испытавших в периоды флишенакпления горизонтальные подвижки, сопровождавшиеся формированием тектонических надвигов и покровов. Микститам этого типа свойственны: наличие вмещающих отложений флишевого типа; обломочный материал двух разновидностей (фундамента и осадочного платформенного чехла); изменение фациального состава вкрест простираения бассейна; постепенное выклинивание вглубь бассейна (при удалении от зоны шарьирования) грубообломочных образований.

Дарвазский тип. Характерен для молассовых этапов. Его формирование связано с зарождением тектонических чешуй, пластин и тектонических брекчий в теле автохтонных карбонатных массивов, ограничивающих молассовый бассейн, и их пластическим выжиманием. Характерны: преимущественно карбонатный состав обломочного материала; вмещающие отложения молассоидного типа; наличие гигантских по площади, но маломощных пластинолистоплак; слабое распространение или отсутствие чисто гравитационных микститов.

Гарцкий тип. Представлен преимущественно на флишевой и молассовой стадиях и обладает признаками и тектонического покрова, и меланжа, и осадочно-оползневого образования, что наиболее четко отражает единство и взаимосвязность тектонических и седиментационных процессов. Таким образом, можно констатировать, что существуют сложно построенные структурно-седиментационные парагенетические ансамбли, изучение которых позволяет восстанавливать не только сам факт формирования тектонических покровов, но и реконструировать формы проявления горизонтальных подвижек земной коры и их эволюцию во времени.

Структурно-метаморфические парагенетические ансамбли

Уже более ста лет, начиная с работы К.М. Ли 1898 г., в геологической литературе дискутируется вопрос о роли структурного фактора в процессе вещественных преобразований горных пород. Определенный итог изучению этого вопроса подвел специальный симпозиум, проведенный под руководством Ливерпульского геологического общества [Природа..., 1967], на котором было признано, что структурный фактор оказывает значительное влияние на про-

цессы вещественной трансформации горных пород. Более того в ряде статей (например, в статьях Д. Флинна и Д. Мак-Лина цитированного сборника) сказано, что *без деформации метаморфизм невозможен*. Тем не менее, анализ литературы показывает, что по этому вопросу и по ряду его аспектов существуют взаимоисключающие мнения [Винклер, 1979; Лукьянов, 1986, 1991; Лукьянова, Лукьянов, 1987; Тернер, 1951; Харкер, 1937; Чередниченко, 1964 и др.] – проблема остается и нуждается в изучении. Обратимся к опыту изучения областей с ярко выраженным проявлением пластической деформации, который выявил отчетливую парагенетическая связь структурной перестройки горных масс с их вещественными преобразованиями [Кожухарова, Леонов, 1988; Леонов, 1993; Леонов, Колодяжный, Соловьев, 1995; Лукьянова, Лукьянов, 1987; Паталаха, Лукиенко, 1986; Чиков, 1988; Чередниченко, 1964]. Было установлено, в частности, что в условиях проявления пластической деформации формируются специфические структурно-метаморфические ансамбли, которые характеризуются: а) парадоксальным характером проявления метаморфизма (обратной и многоярусной метаморфической зональностью, несоответствием глубины погружения исходных пород фациальному уровню метаморфизма, мозаичным распределением структурно-вещественной переработки); б) изохимическим характером метаморфизма; в) неравновесностью минеральных систем; г) неравномерностью пространственного распределения метаморфических парагенезов и процентного соотношения первичных и метаморфогенных минералов. Особенно четко проявлено парагенетическое единство структурных и вещественных преобразований, которое выражено: в одинаковой ориентировке структурных и минеральных элементов; в пространственном совпадении областей проявления метаморфизма с определенными структурными формами и парагенезами; в коррелятивной зависимости интенсивности вещественных преобразований в качественном (фациальный уровень метаморфизма) и в количественном (процентное соотношение первичных и метаморфогенных минеральных фаз) выражении. Изучение подобных структурно-метаморфических ансамблей позволило не только установить парагенетическое единство метаморфизма и деформации, но и на новом уровне поставить вопрос о их генетической зависимости и о том, что механическая энер-

гия (энергия тектонических процессов) является реальным фактором вещественных преобразований. Данный вывод находится в полном соответствии с положениями механохимии – раздела физхимии, изучающего влияние механической энергии на протекание химических (в том числе и твердофазных) реакций [Аввакумов, 1986; Болдырев, 1982; Молчанов, Юсупов, 1981; Хайнике, 1987; Чередниченко, 1964 и др.]. Исследования в этой области привели к пониманию новых зависимостей между “разнородными” геологическими процессами, а также к возникновению и совершенствованию *структурно-вещественного парагенетического анализа*, основы которого были заложены работами Р. Дели, А. Харкера, Ф. Тернера, и развиты, в частности, в нашей стране многими геологами [Казаков, 1987; Колодяжный, 1998; Леонов, 1988, 1993; Лукьянов, 1987, 1997; Паталаха, 1986; Чиков, 1988 и др.]. Представляется, что применение структурно-вещественного парагенетического анализа – один из наиболее перспективных путей для понимания процессов структурно-вещественной эволюции земной коры, и, в частности, для понимания процессов возникновения гранитно-метаморфического слоя [Колодяжный, 1998; Леонов и др., 1995, 2000; Летников и др., 2000]. Одним из примеров такого подхода является выявление процессов вертикального аккрецирования гранитно-метаморфического слоя земной коры за счет структурно-реологического аттрактора [Леонов и др., 2000].

Структурные парагенезы системы фундамент/чехол

В геологической литературе описаны [Ажгирей, 1966; Бериуш, 1991; Кинг, 1967 и др.] пликативные деформации поверхности кристаллического фундамента. И этот феномен – изгиб поверхности кристаллических толщ без разрыва сплошности – долгое время оставался без объяснения. Очевидно, что изгиб первоначально горизонтальной поверхности фундамента не может быть осуществлен без перемещения в пространстве элементарных составляющих деформируемого объема, или же эти составляющие должны изменить свою форму. Эти явления связаны с объемной подвижностью горных масс, которая зафиксирована в различных структурных парагенезах и обеспечивается разными деформационными механизмами (рис. 2), которые мы рассмотрим в следующих разделах. Здесь же отметим только, что изучение струк-

турных парагенезов “чехол - фундамент” показывает – породы фундамента в процессе совместной деформации обычно дислоцированы интенсивнее отложений чехольного комплекса, а возникновение того или иного структурного парагенеза определяется реологическими свойствами пород, геологическими условиями проявления деформационного процесса, типом и интенсивностью напряженного состояния. При этом структура пород фундамента может быть конформна изгибам его поверхности и ориентировке плоскостных элементов в осадочном чехле. Но структура фундамента может быть и резко дисгармонична по отношению к структуре чехольного комплекса, что создает ложное впечатление существования дочехольных стадий деформации.

Рассмотренный материал показывает, что в природе существуют сложные парагенетические ансамбли, которые отражают взаимосвязь и взаимообусловленность самых разнообразных и генетически различных процессов. По-видимому, эта парагенетическая связь является отражением фундаментальной закономерности геологической эволюции вещества – совместности и неразрывности разных форм его преобразования. Изучение таких ансамблей – одна из важнейших задач современной геологии, так как оно позволяет устанавливать закономерности и особенности становления и развития земной коры, неуловимые без применения метода парагенетического анализа. Кроме описанных выше, известны и другие разновидности парагенетических ансамблей: структурно-геоморфологические, структурно-магматические, а также более сложные (полигенетические), в которых отражена интерференция нескольких различных природных процессов и механизмов, затрудняющая понимание строения и эволюции сложнотектонических объемов земной коры и литосферы. К рассмотрению этого вопроса мы сейчас и перейдем.

II. ИНТЕРФЕРЕНЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Для каждого геолога очевидно, что формирование тектонических структур связано с различными механизмами. И все же при создании общих геотектонических моделей того или иного региона прослеживается тенденция объяснить формирование всего спектра текто-

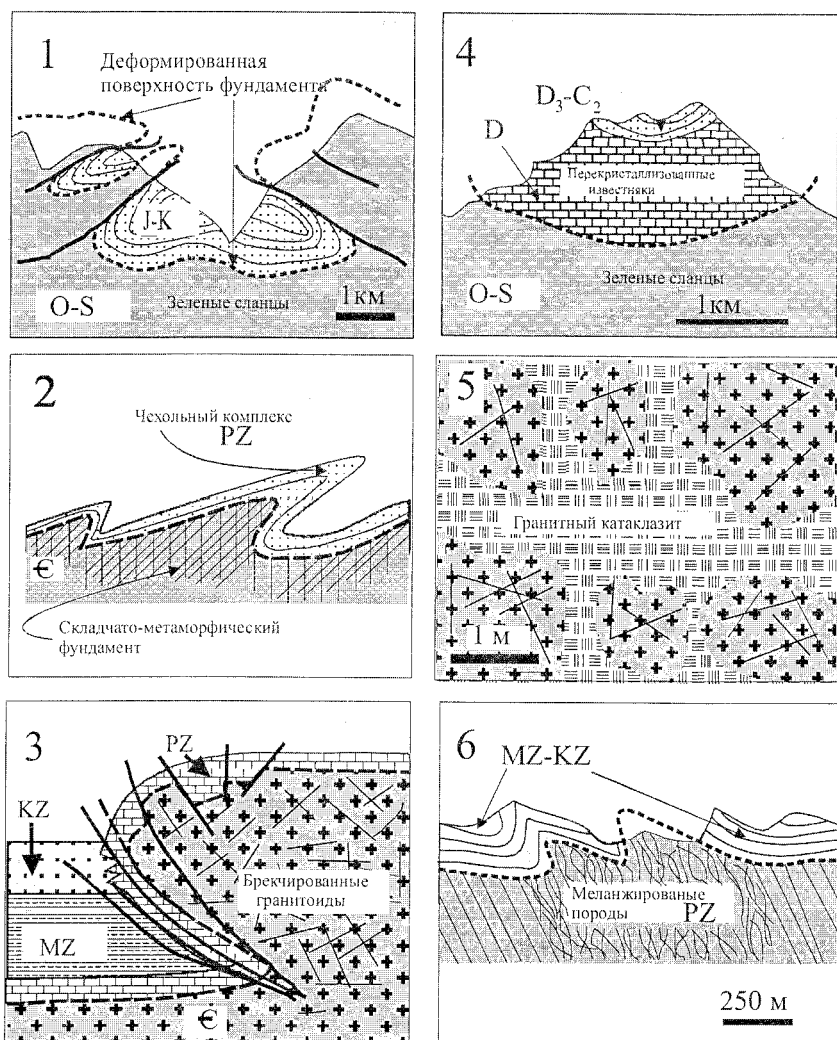


Рис. 2. Механизмы структурно-вещественной переработки пород консолидированной коры в процессе реализации объемной реидной тектоники и пластической деформации дочехольного пенеппена (верхней поверхности фундамента).

1 – пластическая деформация (Южный Тянь-Шань); 2 – микросколловая (кливажная) деформация (Армориканский массив), по: (Bradschow et all., 1967); 3 – макросколловая деформация (Северная Америка), по (Фуз, 1976); 4 – динамическая рекристаллизация (Южный Тянь-Шань); 5 – брекчирование и катаклиз (Дзирульский массив); 6 – меланжирование (Южный Тянь-Шань).

Необходимо отметить, что все типы деформации приводят к возникновению гранулированной структуры деформируемых пород, которая отражает специфическую «тектонику разрыхления» (Г. Штилле, 1964), свойственную консолидированному слою земной коры.

нических структур тем или иным, но единым механизмом: горизонтальным сближением литосферных плит, вертикальными движениями блоков земной коры, механизмом аккреции или инверсии плотностей и т.д. Однако такой подход не всегда оправдан, и на ряде примеров установлено, что при образовании сложной покровно-складчатой структуры подвижных поясов в разное время и на разных участках могут действовать неодинаковые, и часто не зависящие один от другого, механизмы и геодинамические режимы. В результате происходит наложение парагенезов структур и не всегда удается найти критерии для отнесения наложенных структур к единому парагенезу или к разным [Лукьянов, 1997а]. Недоучет этого явления может привести к существенным ошибкам в трактовке геодинамики того или иного региона или

геопровинции. Проиллюстрирую сказанное на примере горного сооружения Южного Тянь-Шаня [Леонов, 1988, 1993а, 1993б, 1996].

Современная структура Южного Тянь-Шаня есть результат длительной истории развития (рис. 3), которая может быть подразделена на четыре этапа: ордовик–ранний карбон (бассейн с корой океанического типа); средний карбон–пермь (общее сокращение пространства и формирование покровно-складчатого сооружения); триас–ранний эоцен (становление молодой эпипалеозойской плиты); конец эоцена–настоящее время (возникновение внутриконтинентального орогена). В результате сформировано сложное покровно-складчатое горное сооружение. Именно сложность, неоднородность и многоэтапность формирования структуры Южного Тянь-Шаня вызвали к жизни различ-

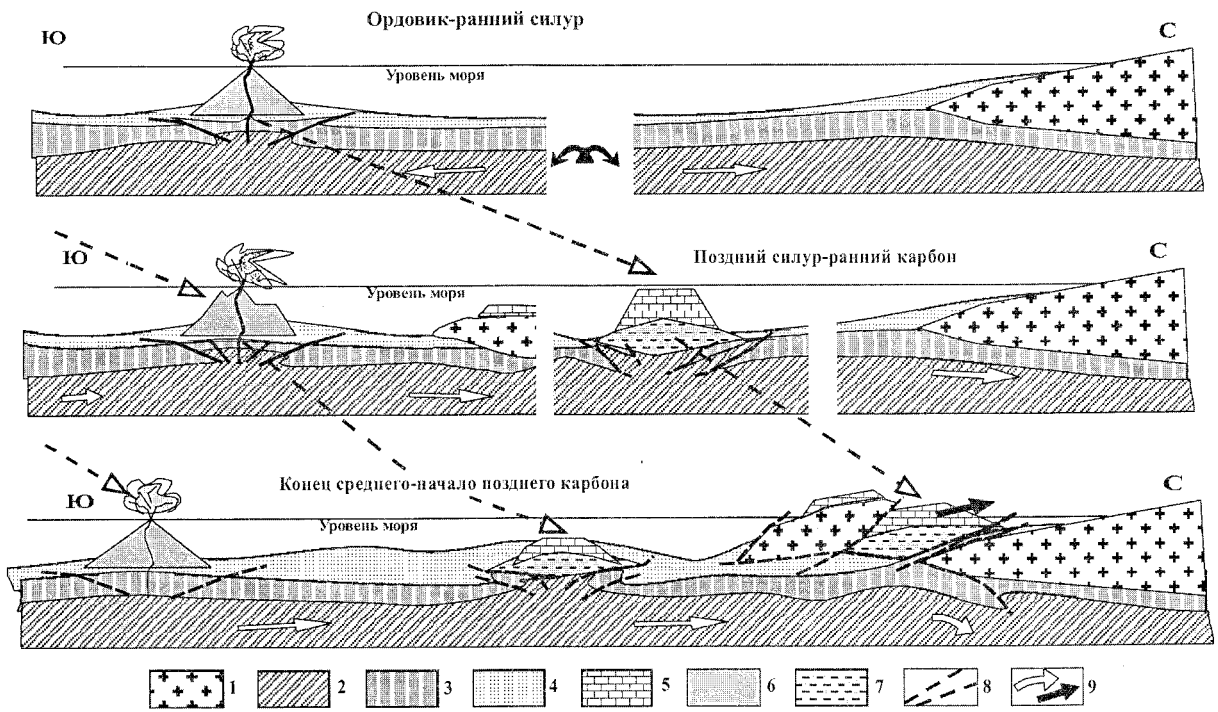


Рис. 3. Фрагмент палеогеодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня в палеозое (Алайский сегмент).

1 – континент Срединного Тянь-Шаня и Алайский микроконтинент; 2 – ультрабазитовый слой; 3 – габбро и базальты (аналоги 2-го и 3-го слоев океанической коры, 4 – терригенные, кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, флиш с телами тектоно-гравитационных микститов; 5 – карбонатные отложения; 6 – вулканические постройки; 7 – метаморфизованные и рассланцованные вулканиты, кремнистые и терригенные породы; 8 – разломы; 9 – направление перемещений (сокращение пространства с девона до перми не менее 1500 км).

ные, часто взаимоисключающие, представления о закономерностях геодинамического развития региона и геодинамических режимах, действовавших в его пределах. Среди них: механизм общего субмеридионального сжатия и горизонтальных перемещений блоков земной коры [Буртман, 1976]; совместное действие общего сжатия, мантийных процессов и трансформация их в складчато-глыбовую структуру [Кучай, 1981]; мантийный и астеносферный диапиризм [Артюшков, 1978] и пр. Принципиальные разногласия существуют и по вопросу о преемственности (унаследованности, детерминированности) или независимости геодинамических режимов разных этапов (в особенности палеозойского и новейшего этапов). Данная ситуация рассмотрена мною ранее [Леонов, 1988, 1993а, 1993б, 1996].

На ранних этапах (рифей–ранний силур) преобладал режим общего растяжения, приведший к раскрытию Туркестанского палеоокеана

за счет латеральных движений литосферных плит и формирования зон рассеянного спрединга. В это же время формируются положительные морфоструктуры типа вулканических гряд, атоллов и гайотов. В их пределах действует механизм гравитационной неустойчивости, который приводит к формированию специфических структурно-метаморфических ансамблей, объединяющих проявления зеленосланцевого метаморфизма и объемной пластической деформации. Процесс этот продолжается и в позднем силуре-карбоне, хотя общий режим области в это время претерпевает изменения.

С середины силура фиксируется морфо-структурная дифференциация палеоокеанического бассейна с возникновением линейных поднятий (карбонатных платформ и островных цепей с рифовыми постройками). Дифференциация связана с изменением режима растяжения на режим общего сжатия и с проявлением механизма изгибной неустойчивости реологичес-

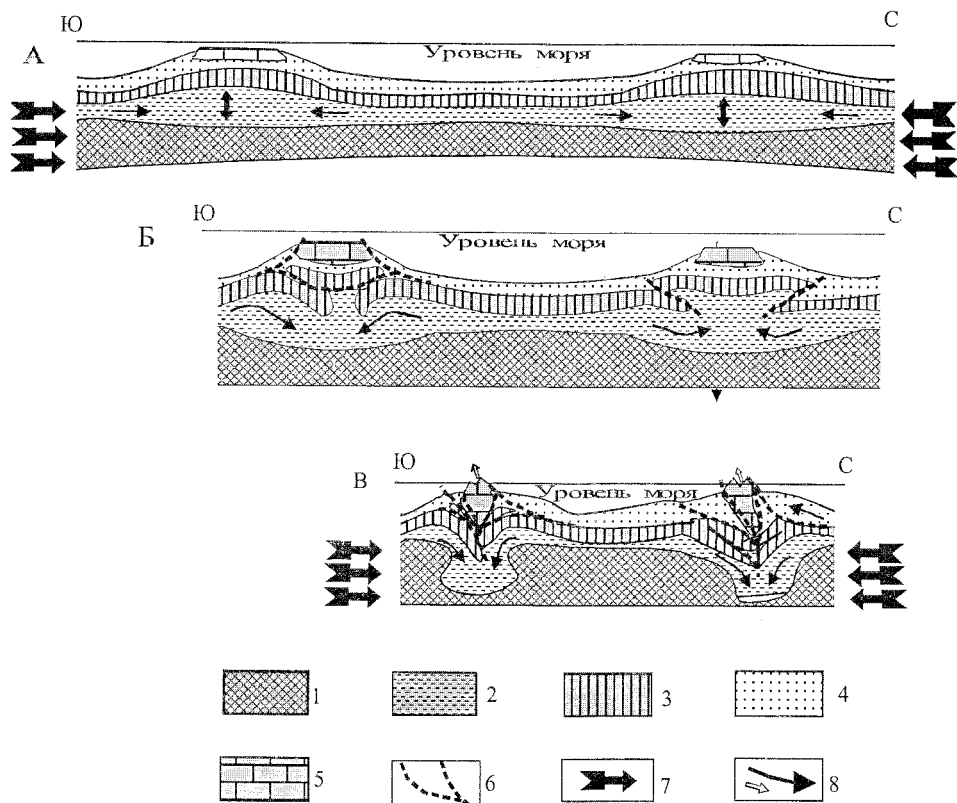


Рис. 4. Фрагмент палеогеодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня (Центрально-Таджикский сегмент), отражающий морфоструктурную дифференциацию бассейна, действие механизма изгибной неустойчивости, зарождение и развитие зон замковой субдукции и внутрибассейновых коллизионных швов (зон концентрированной деформации).

1 – ультрабазитовый слой; 2 – габбровый слой; 3 – базальты; 4 – осадочные породы относительно глубоководных бассейнов; 5 – осадочные породы относительных поднятий (банок, карбонатных платформ); 6 – разрывы; 7 – напряжения общего сжатия; 8 – направление перемещения горных масс.

ки расслоенной литосферы, который описан в работах Л.И. Лобковского [1988]. Формируются зоны оттока (прогибы) и зоны нагнетания (поднятия), зарождаются зоны малоуглубинной “замковой” субдукции [Леонов, 1996] и соответствующие им надсубдукционные структурно-морфологические ансамбли, отражающие зарождение внутрибассейновых (внутриплитных) коллизионных поясов и зон концентрированной деформации (рис. 4).

С середины карбона наступает общее сокращение пространства и аккреция морфоструктурных элементов. Оформляются внутриплитные коллизионные швы с возникновением зон продольного вязко-пластического сдвига. К концу карбона–началу перми формируется сложно построенная покровно-складчатая область. Главный структурообразующий фактор на этом этапе – субмеридиональное сокраще-

ние пространства и субгоризонтальное сжатие всей области в целом.

Платформенный этап ознаменован процессами структурно-вещественного и изостатического выравнивания. Главный механизм – внутрикоровые процессы (пластическое перераспределение горных масс и твердофазные преобразования), приведшие к оформлению консолидированного слоя земной коры.

Неотектонический этап связан с активацией верхней мантии в пределах всей Центральной Азии, которая вызвала возникновение тектонических потоков с формированием зон оттока вещества (впадины) и зон нагнетания (горные массивы) (рис. 5). Поскольку эти процессы происходили в условиях напряженного состояния сжатия, проявился механизм изгибной неустойчивости, а также гравитационная неустойчивость горных масс. Таким образом, при фор-

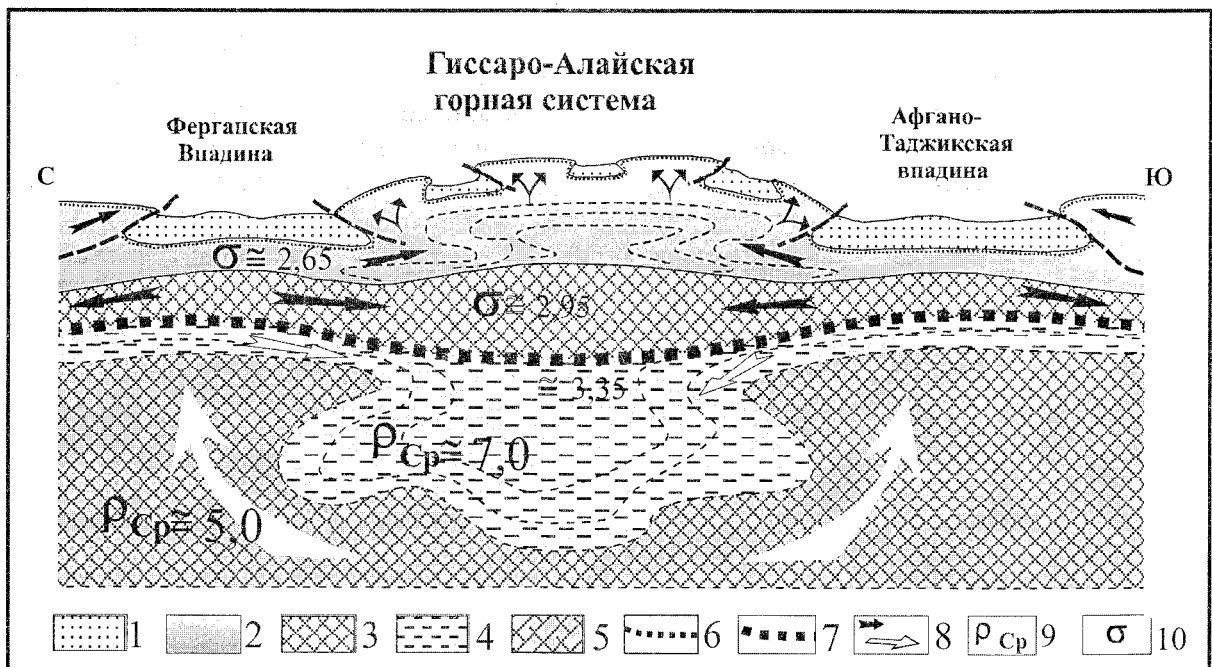


Рис. 5. Схема, отражающая альпийскую геодинамику Южного Тянь-Шаня (детальный профиль, фактическое обоснование и библиография содержатся в [Леонов М., 1993 б; 1996, 1999]).

1 – молассовый комплекс; 2 – палеозойское основание и «гранитно-метаморфический» слой; 3 – «базальтовый» слой; 4 – верхняя мантия (относительно холодная); 5 – относительно прогретая разуплотненная мантия (астеносферный слой); 6 – деформированная в альпийское время поверхность докембрийского пенеплена; 7 – поверхность Мохо; 8 – условные направления течения материала; 9 – средние значения удельного сопротивления; 10 – средние значения плотности горных пород.

мировании альпийской структуры Южного Тянь-Шаня одновременно действовали, по крайней мере, три механизма: основной – компрессионно-эжективный [Леонов, 1993б] и сопутствующие ему механизмы изгибной и гравитационной неустойчивости. Эти выводы подтверждены детальными структурными исследованиями, геофизическими материалами и данными по напряженному состоянию горных масс в регионе (библиография см. [М.Г. Леонов 1993б, 1996]).

Таким образом, современная структура Южного Тянь-Шаня является результатом многостадийной истории: «палеоокеан» ⇒ «покровно-складчатая область» ⇒ «платформа» ⇒ «внутриконтинентальный ороген» и многофакторного тектогенеза. *Она (структура) отражает сложную интерференцию различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования.* Из этого следует чрезвычайно важный методологический вывод, который должен учитываться при изучении слож-

нодислоцированных толщ – восстанавливая историю деформаций и тектонических фаз, важно реконструировать не только количество этапов деформации и их последовательность, но и понять природу механизмов структурообразования и соответствующих им геодинамических режимов. Именно такой подход должен лечь в основу построения геодинамических моделей нового поколения.

III. ТЕКТОНИКА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

Представление о консолидированной земной коре как о самостоятельной геологической оболочке восходит к работам классиков – Э. Аргана, Ж. Гогеля, Г. Штилле. Консолидированная кора континентов – это гетерогенное образование, в котором выделяются комплексы основания различных геоструктур: молодых и древних платформ, срединных массивов, подвижных поясов, внутриконтинентальных оро-

генов и пр., и одной из важнейших задач является изучение их тектонического развития на условно «жесткой» (плитной) стадии, так как привычно считается, что, единожды сформировавшись, породы основания континентов, особенно платформ, не подвержены серьезным постумным структурно-вещественным преобразованиям [Борукаев, 1997; Деннис, 1971]. Однако сейчас установлено, что такой подход не отвечает природным реалиям, так как породы консолидированной коры обладают внутренней объемной подвижностью и подвержены, на плитной стадии их существования, интенсивным структурно-вещественным преобразованиям, связанным с возникновением чрезвычайно сложно дислоцированных объемов вещества [Ажгирей, 1996; Бероуш, 1991; Кинг, 1967; Колодяжный, 1998; Леонов, 1993б, 1997, 1999; Паталаха и др., 1995; Руттен, 1972]. В настоящее время можно считать твердо установленными следующие положения.

– Породы фундамента практически всех типов геоструктур обладают внутренней подвижностью, которая обеспечивается комплексом структурных и вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением или с реидной (от «гео» – течь) деформацией и реидной тектоникой [Кинг, 1967; Леонов, 1997]. Реидная деформация реализуется в пластической, хрупко-пластической, катакластической и других формах или в их сочетаниях (см. рис. 2). Понятие «реидная тектоника» включает в себя совокупность тектонических структур и процессов, генетически связанных с объемным тектоническим течением горных масс.

– Структурно-вещественная переработка пород, связанная с реидной деформацией, происходит на разных масштабных уровнях и может иметь разное выражение в различных местах одного и того же региона или даже конкретной структуры, о чем мы говорили при рассмотрении парагенетических ансамблей системы «фундамент-чехол».

– В процессе реализации реидной деформации формируются сложные структурно-парагенетические ансамбли. Основным структурно-кинематическим парагенезом является парагенез сдвигового течения со сдвигово-надвиговой кинематикой. Форма реализации этого течения в разных структурах различна. Для древних платформ более характерны продольные течения с субвертикальной ориентировкой плоскостных

элементов. Для молодых платформ, внутриконтинентальных орогенов и срединных массивов, напротив, характерно субгоризонтальное расхождение и возникновение горизонтально-плоскостного тектонического течения.

– В результате регионального проявления реидной тектоники формируются сложные комплексы структур вертикально- и горизонтально-плоскостного течения, которые своим существованием отражают реальную (зафиксированную в структуре коры) внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях корового слоя континентов. Выражением этого течения являются «вертикальные» и «горизонтальные» кристаллические протрузии, описание которых будет приведено ниже. Зоны сочленения тектонических потоков различной «концентрации» (зоны диссипативных и концентрированных деформаций) во многом определяют характер и иерархичность внутриплитной делимости литосферы. Особенного внимания заслуживает изучение областей диссипативной деформации, где движение горных масс рассредоточено по множеству структурных элементов (плоскости сланцеватости, плычатости, микросдвиги, структуры вращения и пр.), которые в совокупности отражают движение гигантских объемов горных пород.

– Внутренняя подвижность горных масс одна из характерных черт тектонической жизни фундамента, которая обеспечивает формирование таких структурных пар как щит-плита, антеклиза-синеклиза, впадина-горное сооружение, составляющих главную геодинамическую триаду внутриконтинентального тектогенеза: *область оттока вещества – область ламинарного течения – область нагнетания* (см. рис. 5). Основным механизмом при этом является компрессионно-эжективный, сущность которого заключена в латеральном перетекании горных масс на разных уровнях внутриконтинентальной тектоносферы в неоднородном поле напряжений, вызванном как ее внутренней неоднородностью, так и приложением внешних тектонических сил.

– Структурные преобразования горных масс фундамента сопровождаются и вещественной их трансформацией. Наиболее существенным является здесь процесс сиализации (гранитизации) корового слоя и его вертикальное аккретирование, которое осуществляется, в ча-

стности, за счет действия структурно-реологического и М-инфильтрационного [Леонов и др., 2000; Яковлев, 1998] аттракторов на границе реологически и петрохимически контрастных сред (на границе «фундамент-чехол»).

Как показывает приведенный выше материал, перед исследователями стоит целая серия задач по пересмотру привычных представлений о тектонике консолидированной коры и о сущности происходящих в ней тектонических процессов. Но в последнее время выявлены еще два аспекта, на которые мне хотелось бы обратить внимание и которые, как мне представляется, будут играть первостепенную роль при изучении сложнодислоцированных объемов литосферы. Первый связан с обнаружением нового типа структур – горизонтальных кристаллических протрузий; второй – с изучением геологии так называемых гранулированных сред.

IV. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПРОТРУЗИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ КОРОВОГО СЛОЯ ПЛАТФОРМ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

В предыдущем разделе было показано, что кристаллические породы фундамента континентальных плит и подвижных поясов обладают объемной подвижностью, связанной с реидной деформацией, которая сопровождается направленным перемещением материала в пространстве и приводит к тектонической расслоенности внутриплитной литосферы [Леонов Ю., 1997; Паталаха и др., 1995]. Одним из следствий этого феномена является возникновение диапиров и кристаллических протрузий, т.е. структур с вертикальной компонентой перемещения горных масс. Их формирование происходит в условиях тектонической компрессии, плотностной и, главным образом, вязкостной инверсии и невозможно без компенсирующих латеральных токов вещества [Леонов М., 1997; Паталаха и др., 1995].

В последние годы появились данные о таких тектонических потоках, которые нашли отражение в существовании “горизонтальных протрузий” (“структур латерального выжимания”, “тектонических эскейпов”, “образов вклинивания” и пр.). В частности, “вмороженные” в структуру коры, горизонтальные тектонические потоки отражены в трещинно-разломной тектонике чехольных комплексов (Копп, 1997). Анализ материалов по тектонике консоли-

дированной коры [Костюченко, 1997; Морозов, Гептнер, 1997; Паталаха и др., 1995; Echtler, Chauvet, 1991; McCourt, Wilson et al., 1992; Toyochima et al., 1994] и специальные исследования позволили выявить субгоризонтальные “структуры-потоки” и в кристаллическом цоколе ряда геоструктур (рис. 6). Рассмотрим некоторые региональные примеры.

Сугутский массив (Южный Тянь-Шань). Массив (5х30 км) образует ядро Восточно-Алайской сигмоиды, сложен метаморфическими породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и формирует сложную синформу с субвертикальными бортами. Структурный рисунок, тип, ориентировка и замеры величин деформации, особенности проявления метаморфизма, взаимоотношение массива с окружающими образованиями – все эти признаки позволяют трактовать его как массу пород, обладающую внутренней подвижностью и выдвинутую в центральную часть Восточно-Алайской сигмоиды. Латеральное нагнетание кристаллических масс есть результат общего сжатия и компенсационного продольного течения. Оформление структуры произошло в конце палеозоя и продолжается на новейшем этапе. Формирование протрузии связано с верхнекоровым структурным уровнем.

Пояс Лимпопо (Южная Африка). Пояс представляет собой (см. рис. 6, А) [McCourt, Wilson, 1992] вытянутую в ЮЮЗ-ССВ направлении структуру размером 130х450 км, разделяющую Зимбабвийский и Каапваальский кратоны. Пояс сложен высоко метаморфизованными породами архея, которые перекрыты протерозойским протоплатформенным чехлом, и имеет подковообразный внутренний структурный рисунок. Он обрамлен зонами вязко-пластического течения и гранулитового метаморфизма. Структура массива, характер его ограниченный, особенности проявления метаморфизма показывают, что массив – это гигантская кристаллическая протрузия, внедрившаяся между двумя кратонизированными массивами. Формирование его структурного плана растянуто от 2,6-2,7 до 2,65-2,46 млрд лет с ремобилизацией на отметке 2,0 млрд лет. Движение осуществлялось в пределах всей коры и, по-видимому, подкоровой астеносферы.

Карельский массив (Балтийский щит). Это крупный (500х1000 км) тектонический элемент, сложенный архейскими гранито-гнейса-

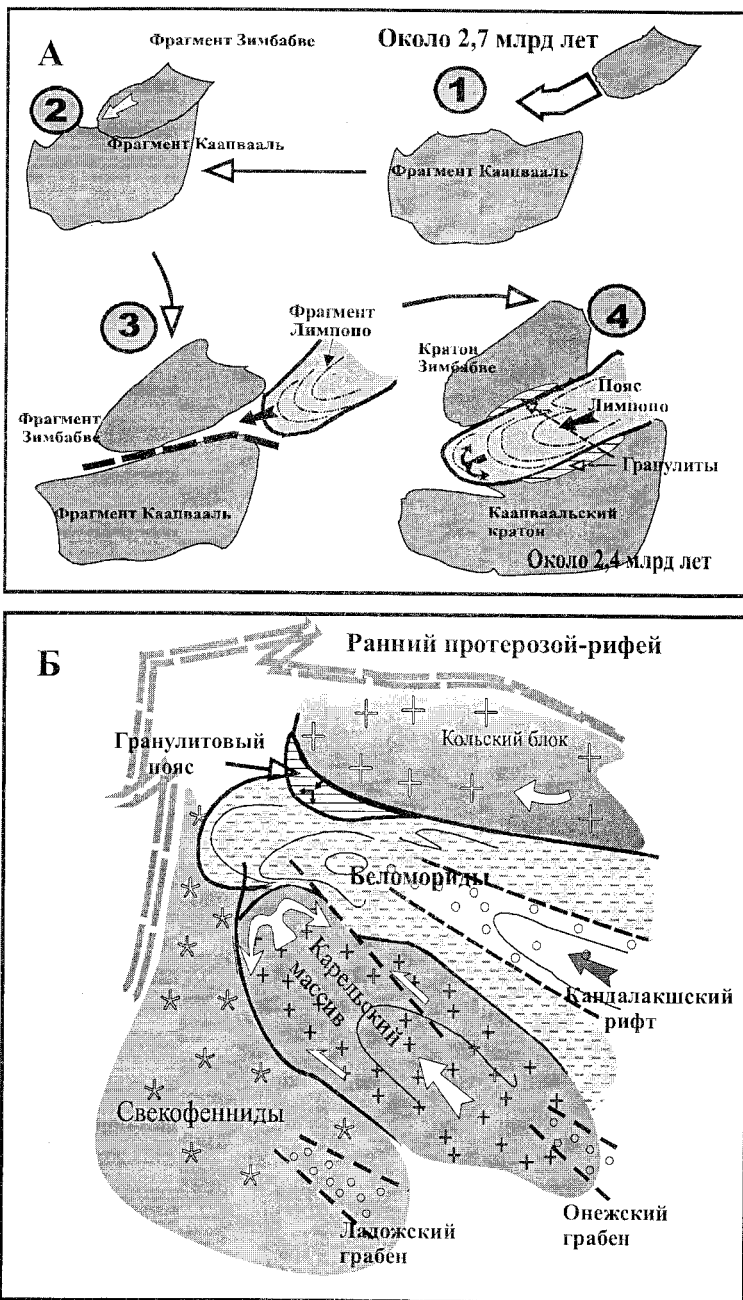


Рис. 6. Примеры структур типа горизонтальных кристаллических протрузий.

А. Схема становления горных масс провинции Лимпопо между Зимбабвийским и Каапваальским кратонами, по [McCourt, Wilson, 1992].

Б. Схема формирования части Балтийского континента за счет агглютинации (слипания) разнородных блоков с формированием кристаллических протрузий (Карельский массив, Беломорский блок).

ным данным можно предполагать участие в горизонтальном течении и астеносферной мантии.

Структуры, отражающие латеральные потоки горных масс, известны и в других регионах мира: массив Шварцвальд в Европе, пояс Хидака в Японии, Вредефортский купол в Южной Африке и др. Они установлены по геофизическим данным в Кольско-Мезенском регионе, Тимано-Печерской провинции [Костюченко, 1997] и в некоторых других регионах. Приведенные примеры и данные физического моделирования [Морозов, Гелтнер, 1997; Jackson, Talbot, 1989] позволяют наметить характерные черты внутренней структуры таких протрузий и особенности проявления тектоно-деформационного процесса:

ми и гранит-зеленокаменными породами фундамента, который перекрыт нижнепротерозойским вулканогенно-осадочным чехлом. Структура массива резко отлична от соседних, Беломорской и Свекофеннской, геомасс (рис. 6, Б). Она свидетельствует [Леонов и др., 1999] о перманентном (от раннего протерозоя до наших дней) латеральном объемном течении со сдвигово-надвиговой кинематикой при чередовании режимов транспрессии и транстенсии, что фиксируется наличием характерных структурных парагенезов и соответствующих им кинематических обстановок. Движение осуществляется в виде достаточно единой массы на уровне верхне- и нижнекорового слоев (рис 7). По косвен-

– Наличие специфического структурного парагенеза, отражающего поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение. В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания (squeezing zones); линейные зоны осепродольного течения (flower structure zones); зоны субгоризонтального течения и срывов (detachement fault или zones); зоны диссипативного сдвигового течения (dissipate strike-slip zones); зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс (distantion или asylum zones). Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций (high-strain shear zones), которые определяют внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая син-

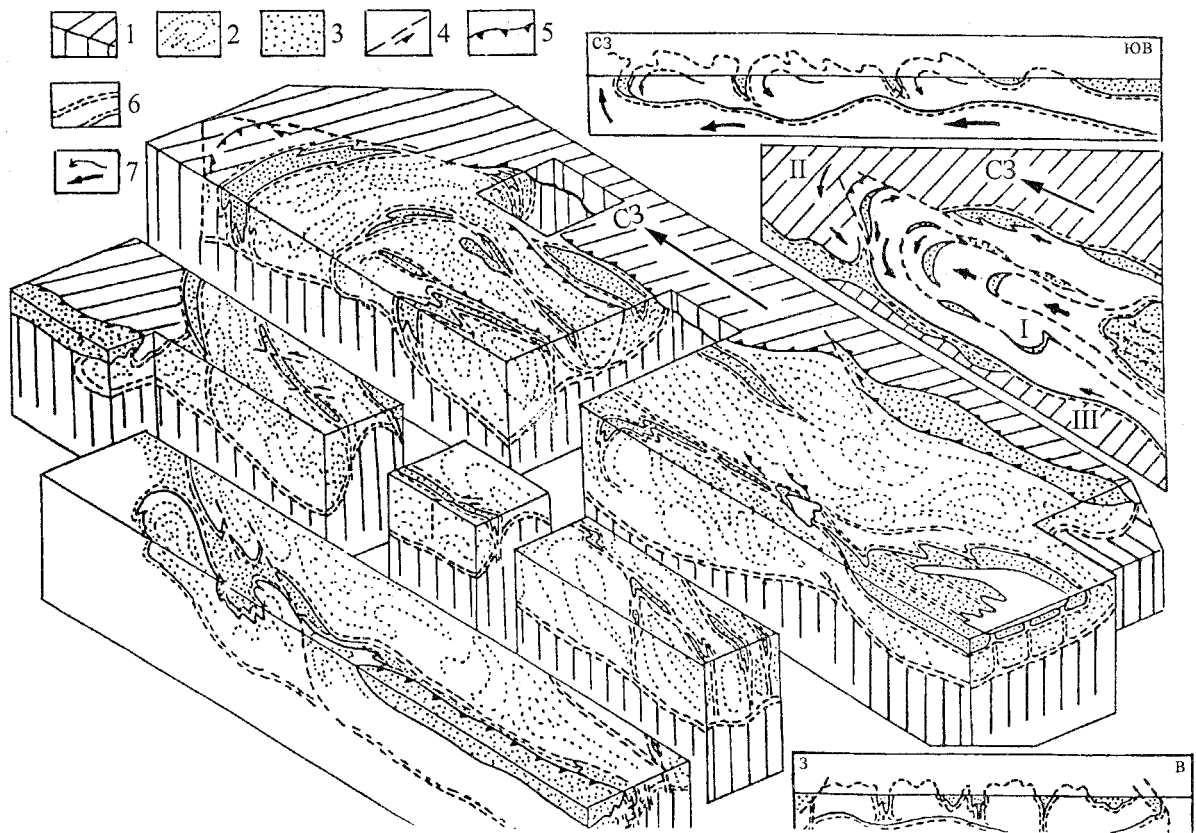


Рис. 7. Структурная блок-диаграмма Карельского массива, отражающая суммарный эффект постархейской деформации.

1 – комплексы Беломорид и «гранулит-гнейсовый» слой; 2 – гранито-гнейсы Карельского массива (области диссипативного сдвигового течения); 3 – нижнепротерозойские комплексы; 4 – сдвиги; 5 – надвиги; 6 – зоны вертикально- и горизонтальноплоскостного тектонического течения (зоны высококонцентрированной деформации - «high-strain shear zones»); 7 – основное направление движения масс. Вверху – продольный профиль, внизу – поперечный. Римские цифры на клиновидной врезке: I – Карельский массив; II – Беломориды; III – Свекофеннды.

формная 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.

– Наличие краевых зон вязко-пластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы.

– Высокоградиентный метаморфизм в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма.

– Тектонически обусловленные субгори-

зонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс.

– Отсутствие резко выраженных морфоструктур рельефа.

Анализ литературных данных и специально проведенных исследований показывает: формирование горизонтальных кристаллических протрузий – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и метаморфических поясов. Своим существованием они отражают реальную (зафиксированную в структуре) внутреннюю подвижность огромных объемов гор-

ных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях корового слоя континентов. Их формирование 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. Последнее обстоятельство играет решающую роль, и выше было показано, что потеря связности обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки горных пород.

В протрузивном процессе особенно широко представлены метаморфические породы, так как в них резко ослаблены меж- и внутризерновые связи и легко возникают директивные структуры (кливаж, сланцеватость, линейность, сплочатость и пр.), облегчающие относительные, а в конечном итоге и абсолютные, перемещения горных масс, и именно поэтому в протрузивном процессе столь широко участвуют метаморфические комплексы. Система “деформируемая среда горных пород – включенное в нее менее вязкое тело” не является равновесной [Паталаха, 1971]. В более текучем теле возникает избыточное давление, действие которого направлено на прорыв среды, так как деформация менее вязкого тела опережает деформацию более вязкой среды и имеют большую величину.

V. ДЕФОРМАЦИЯ ГРАНУЛИРОВАННЫХ СРЕД

Исследование гранулированных сред – одно из приоритетных направлений современной науки [Блехман, 1994; Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994; Ревуженко и др., 1997; Эшелби, 1963; Cambell, 1990; Jullien, 1992; Yaeger, Nagel, 1992, 1996]. Согласно определению [Cambell, 1990], гранулированная среда представляет собой совокупность большого числа дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено флюидом, водой или воздухом. К гранулированным веществам в геологии относятся, прежде всего, рыхлые сыпучие образования (пески, галечники, гравийные и глыбовые скопления), а также и условно монолитные горные породы. Специалисты считают [Yaeger, Nagel, 1992], что даже

совокупность литосферных плит может рассматриваться как гранулированная среда.

Гранулированные среды представляют собой как бы четвертое состояние вещества, и их свойства отличаются от свойств и поведения твердых тел, жидкостей и газов. В некоторых аспектах они изучены весьма детально и показано [Yaeger, Nagel, 1992, 1996], что они обладают специфическими свойствами в том, что касается процессов деформации, электропроводности, прохождения акустических волн. Физика гранулированных сред находит отражение в области седиментологии [Yaeger, Nagel, 1992, 1996], в структурной геологии и в тектонике [Гарагаш, Николаевский, 1989; Ревуженко и др., 1997]. Механика гранулированных сред убедительно объясняет такие геологические феномены, как обратная градационная слоистость, отмечаемая во флишевых отложениях и в селевых потоках, дает информацию о передаче напряжений в зернистых горных породах, раскрывает закономерности образования дискретно-кольцевых структур, проявлений сейсмичности и пр.

Особенностью гранулированных сред является [Cambell, 1992; Yaeger, Nagel, 1996] независимость их свойств от обычной (измеряемой градусником) температуры и наличие собственной, так называемой “гранулярной температуры”, которая дает существенный вклад в повышение тепловой энергии молекул вещества гранул и вмещающего флюида. Установлено также [Cambell, 1990; Yaeger, Nagel, 1996], что в гранулированных средах давление на глубине – величина случайная и зависит главным образом от системы и плотности упаковки частиц. Можно только догадываться, какие следствия для метаморфической геологии влекут за собой эти свойства. Нельзя не отметить и тот факт, что физика гранулированных сред – ярчайший пример проявления нелинейных процессов. Что касается структурной геологии, то, по данным [Ревуженко и др., 1997, стр. 37], “способность геоматериалов к локализации сдвиговой деформации ... имеет фундаментальное значение как модель ... проявления общих закономерностей поведения нелинейных систем: возникновение бифуркаций, временных и пространственных структур, катастроф и т.п.”.

Одним из свойств гранулированных сред в процессе их объемного перемещения (которое во многом сходно с процессом течения жидких тел) является то, что они могут не приобре-

тать структурного выражения этого течения. Приведем пример: пересыпем некоторое количество песка из одного объема в другой – песок течет как жидкость, а его объем в целом испытывает деформацию, но в новом объеме не возникает никаких видимых структур, отражающих процесс деформации. Та же ситуация складывается при тектоническом течении горных пород, таких как пески, гравийные и галечные несцементированные отложения, а также при деформации условно твердых монокристаллических пород, таких, к примеру, как известняки, мраморы, песчаники, кварциты и др. Если порода, в которой зерна (гранулы) имеют возможность дифференциального перемещения, однородна и не содержит посторонних примесей, в ней не окажется и следов деформации. Но когда в породе присутствуют посторонние примеси или происходит их выделение и концентрация в процессе деформации (например, механическая или метаморфическая дифференциация и сегрегация вещества), то могут возникать некие маркеры, отражающие как само наличие деформации, так и рисунок возникших структурных форм. Подобные маркеры были обнаружены

нами при изучении протоплатформенных образований Карельского массива (Балтийский щит) [Леонов и др., 1995] и четвертичных гляциодислокаций на территории Восточно-Европейской платформы [Леонов, Эпштейн, *в печати*] (рис. 8, 9). При всех *кардинальных различиях* в возрасте, структурной позиции и тектонических условиях формирования структуры этих регионов и толщ, в обоих случаях мы имеем дело с проявлением тектоники гранулированных сред.

При изучении этих объектов было установлено, что, несмотря на интенсивную деформацию и тектоническое течение, в породах, испытавших внутреннее перераспределение материала (вторичное изменение мощности пластов, отток и нагнетание), зачастую нет структурных признаков перемещения вещества в пространстве. Это указывает на то, что течение вещества осуществлялось в форме гранулированной среды при отсутствии значимой внутренней связности и при дифференциальном перемещении ее отдельных частиц. Реальность явления подтверждается и тем фактом что складчатые формы и структуры, отражающие деформацию течения, фиксируются лишь благодаря вторичной

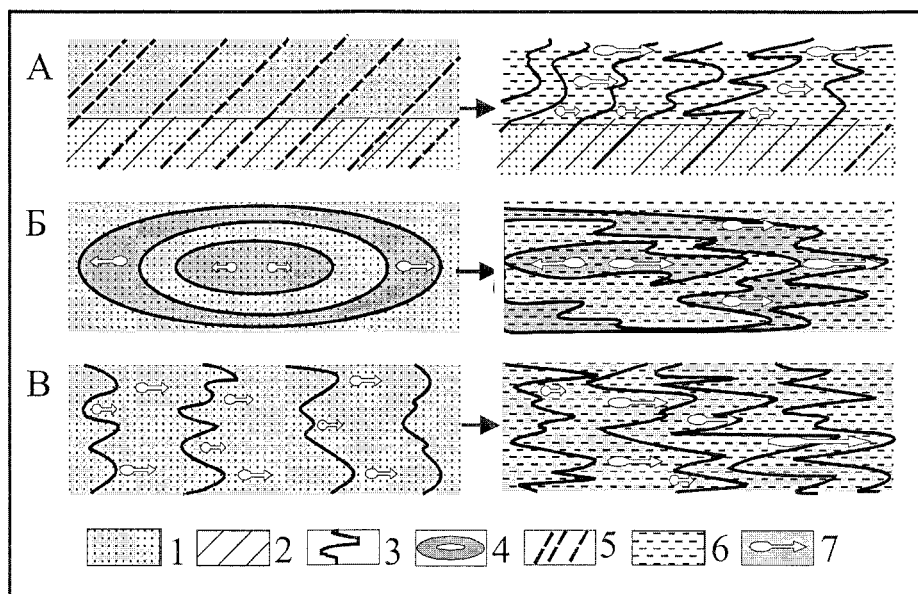
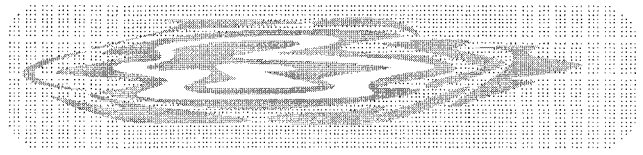
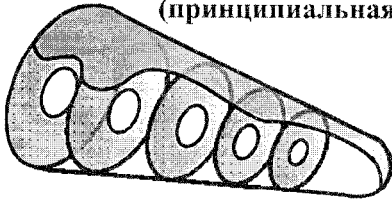


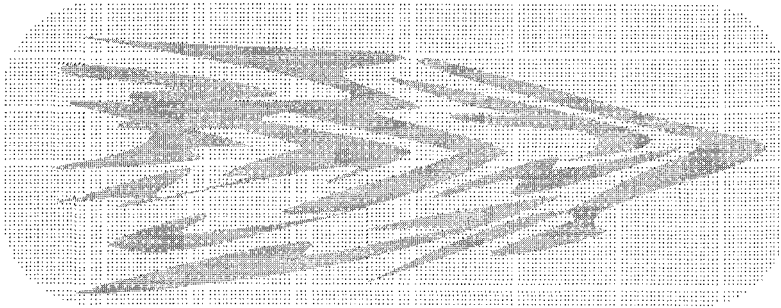
Рис. 8. Пример течения гранулированной субстанции (кварцито-песчаники нижнего протерозоя (Карельский массив), фиксируемого по относительному перемещению частиц, окрашенных окислами железа [Леонов М. и др., 1995].

А – деформация кливажных плоскостей; Б – деформация колец Лизиганга; В – деформация синкинематических выделений окислов железа. 1 – кварцито-песчаники; 2 – косая слоистость; 3 – объемы, обогащенные выделениями окислов железа, и псевдоскладчатые структуры, маркируемые окислами железа; 4 – кольца Лизиганга; 5 – кливажные сколы; 6 – послойный кливаж; 7 – относительное перемещение частиц (гранул).

Колчановидная складка
(принципиальная схема)



Поперечный разрез
колчановидной складки



Продольный разрез колчановидной складки

Рис. 9. Формирование колчановидных псевдоскладок в гранулированной среде за счет дифференциального перемещения песчаных частиц, окрашенных окислами железа (четвертичные глициодислокации Восточно-Европейской платформы).

структурно-вещественной полосчатости, создаваемой перераспределением и концентрацией или глинистого вещества, или окислов железа. Фактор *гранулированности* среды приводит в действие механизм “бесструктурного” течения, обусловленного дифференциальным перемещением относительно несвязных частиц. Данный механизм не только облегчает развитие тектонического течения, но приводит также к возникновению специфических “псевдоскладчатых” структур, которые, хотя и имеют форму типичных складок, не испытали деформации изгиба (см. рис. 9). Явление дифференциального перемещения несвязных частиц объясняет наблюдаемое латеральное “растворение” замков складок и отдельных линзовидных объемов вещества. В этом отношении они являются неким подобием складок скалывания или кливажных складок.

Тектоническое течение гранулированных сред – явление реальное, и распространено оно, по-видимому, гораздо шире, чем это представляется в настоящий момент. Особенно если речь идет о деформации сыпучих отложений или метаморфических пород, в которых, в силу их внутреннего строения, свойства гранулированных сред проявлены особенно отчетливо. Это наблюдение интересно в контексте общего

проявления структурообразующих процессов. Структурные формы и структурный парагенез глициотектонических деформаций чрезвычайно сходны со структурным парагенезом метаморфических толщ, при этом набор структурных форм отвечает парагенезу вязко-пластического течения, характерному для метаморфических пород [Миллер, 1982, 1997; Николая, 1992; Паталаха и др, 1995]: те же складки послойного течения, будинаж, разлинзование, рассланцевание, пластическое перераспределение материала, парагенез складчатых структур с послойными срывами и надвигами, структуры вращения, сложное взаимопроникновение разнотипных пород друг в друга, механическая и структурно-вещественная дифференциация вещества и пр.

Сходство особенно подчеркивается наличием колчановидных складок, возникновением вторичной деформационной полосчатости и объемной пластической деформацией пород. Все указывает на то, что и в той, и в другой – сыпучей и метаморфической – субстанциях, при всех их различиях, присутствует некий общий фактор, имеющий принципиальное влияние на процесс структурообразования. Таким фактором является *гранулированность* этих сред. В случае сыпучих материалов, этот тезис очеви-

ден; в случае метаморфических пород – он весьма вероятен, ибо последние обладают многими свойствами гранулированной среды. Подчеркнем главные из них: а) дискретность строения (относительно крупные минеральные зерна или их агрегаты – с одной стороны и, с другой стороны – относительно мелкокристаллическая основная масса); б) соответственно – ослабленные связи между “гранулами”, облегчающие их независимое перемещение относительно друг друга; в) флюидонасыщенность, облегчающая и ускоряющая (также, как и в водонасыщенных и мерзлых грунтах) процессы деформации течения; г) грануляция зерен как один из способов структурного преобразования минеральных фаз и первичной релаксации напряженного состояния; д) характерный структурный рисунок с обособлением ромбоэдрических объемов – в типичных гранулированных средах такой рисунок обусловлен характером передачи напряжений [Yaeger, Nagel, 1992].

Характерной чертой дискретной среды также является [Блехман, 1994, Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994] относительное вращение (перекатывание) зерен, которое приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций и, главным образом, способствует существенному снижению эффективного угла трения, что, по мнению [Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994], может быть интерпретировано как проявление сверхпластичности. Вторая сторона процесса связана с проявлением дилатансии (увеличением объема) породной массы в процессе деформирования. Особенно сильно механизм дилатансионной переупаковки выражен при пластическом течении дискретных сред. Дилатансия не только способствует уменьшению трения между частицами и, соответственно, облегчает их относительное проскальзывание, но и приводит к увеличению объема горных пород. Последнее явление вызывает интенсивные процессы перемещения и “внедрения” разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование вертикальных и горизонтальных протрузивных тел.

Особые пластические состояния соответствуют также предельному равновесию на дискретных поверхностях скольжения без возникновения пластичности в примыкающих объемах – это явление хорошо объясняет субпослойную неоднородность тектонического течения. При этом, по данным [Блехман, 1994], увеличение

скорости сдвига напрямую связано с разрыхлением (разжижением) материала в зоне сдвига, что, в свою очередь, приводит к сегрегации и самосортированию материала (что так характерно для метаморфических пород!). Добавлю, что, как можно было видеть из раздела посвященного объемной подвижности консолидированной коры, все механизмы, обеспечивающие эту подвижность, основаны на синкинематической дезинтеграции (возникновении гранулированной структуры) горных масс за счет различных процессов и на разных масштабных уровнях. О ведущей роли “тектоники разрыхления” (Lockertektonik) в процессе деформации консолидированной коры пророчливо писал еще Г.Штилле [1964]. Таким образом, можно говорить о существовании *особого структурообразующего механизма*, обусловленного общим для определенных геологических сред свойством – *их гранулированной структурой*, который оказывает существенное влияние на особенности проявления дислокационного процесса, связанного с тектоническим течением горных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал показывает, что в последние десятилетия происходит процесс углубленного изучения явлений, связанных с геологией сложнодислоцированных толщ подвижных поясов и активизированных платформ. Разработаны новые теоретические подходы к изучению структурно-тектонических ансамблей и к тектонике консолидированной коры, совершенствуются методические приемы изучения сложнодислоцированных толщ на основе их комплексного структурно-вещественного анализа, ставятся новые задачи, разработка и решение которых может открыть новые глубины научного знания. Применительно к рассматриваемому аспекту, хотелось бы подчеркнуть следующие моменты.

– Использование метода парагенетического структурного анализа – насущная необходимость при проведении любого тектонического исследования, в особенности при изучении сложнодислоцированных объемов земной коры. Наиболее перспективным представляется выявление и изучение сложных (комбинированных) ансамблей, отражающих единство и взаимобусловленность разнородных геологических процессов. Именно выявление сначала их парагенетического (а затем, возможно, и генети-

ческого) единства, как показывает опыт, наиболее перспективно для понимания сущности целого ряда геологических явлений.

– Изучение форм и механизмов деформации консолидированной коры позволило установить образование сложнейших структурных форм на плитном (условно жестком) этапе ее развития, что в значительной мере изменило представления о внутриплитной тектонике. Более того, эти исследования позволили поставить вопрос о различной генетической сущности древних и молодых платформ и о различной реализации форм тектонического течения в пределах их фундамента. Эти исследования открывают также путь к переходу от линейной оценки деформации (методы которой достаточно хорошо разработаны и известны) к объемной оценке деформации (методы которой еще только зарождаются), что позволит глубже понять суть структурообразующих процессов и их роль в общей геодинамике той или иной геопровинции.

– Чрезвычайно перспективно изучение гранулированных сред, которое открывает совершенно неожиданные и очень важные закономерности многих геологических процессов (седиментации, метаморфизма, структурообразования). Возникает вопрос о существовании двух принципиально различных (даже в одинаковых условиях напряженного состояния) механизмов деформации: механизме “деформации слоистых сред” и механизме “деформации гранулированных сред”, каждый из которых обладает своими собственными законами возникновения и реализации. На феноменологическом уровне геологи знакомы с этим явлениям (что подтверждается, например, существованием Всероссийской школы по структурному анализу кристаллических комплексов). Тем не менее, понимание этого тезиса не стало пока еще руководством к действию: законы поведения слоистых сред часто необоснованно применяются к метаморфическим толщам, что приводит к значительным ошибкам, в частности, при интерпретации последовательности этапов деформации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 99-05-65366 и 01-05-64281).

Список литературы

Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.
- Бероуи Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265-296.
- Блехман И.И.* Вибрационная механика. М.: Физматлит, 1994. 400 с.
- Болдырев В.В.* О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук, 1982. Вып. 3. № 7. С. 3-8.
- Борукаев Ч.Б.* Справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во Новосибир. ун-та, 1997. 36 с.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
- Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики, 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131-183.
- Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Условия предельного равновесия фрагментированных горных масс в макро- и микромасштабе // Доклады АН СССР, 1994. Т. 338. № 5. С. 675-679.
- Геологическая съемка сложно-дислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980. 239 с.
- Деннис Дж.* Международный словарь тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.
- Казаков А.Н.* Динамический анализ микро-структурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Кожухарова Е., Леонов М.Г.* Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Geol. Balkanica. 1988. Т. 18. № 4. С. 37-46.
- Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 77-89.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 313 с.
- Костюченко С.Л.* Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка: Дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: 1997. 57 с.
- Кучай В.К.* Современная геодинамика Среднеазиатского региона // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 15-17.
- Леонов М.Г.* Олиостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 185 с.
- Леонов М.Г.* Тектоно-гравитационные миксти-ты и формы проявления горизонтальных движений земной коры // Геотектоника, 1983. № 1. С. 14-27.

- Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с.
- Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М.: Наука, 1993а. 149 с.
- Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993б. № 5. С. 16-33.
- Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника, 1996. № 3. С. 36-53.
- Леонов М.Г. Постумная рейдная тектоника континентального фундамента // Геотектоника, 1997. № 3. С. 3-20.
- Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227-252.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника, 1995. № 2. С. 29-48.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20-32.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н. Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. С. 357-361.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника, 1997. № 4. С. 24-41.
- Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника, 2000. № 1. С. 3-22.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
- Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм и тектоническое течение литосферы // *Geologica sacratia*, 1986. V. 37. № 3. P. 267-276.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянов А.В. Основные проблемы учения о парагенезах структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 91-94.
- Лукьянов А.В. Парагенетический анализ структур в решении задач теоретической и практической геологии // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997б. С. 87-90.
- Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 121-122.
- Миллер Ю.В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88-96.
- Миллер Ю.В. Важнейшие структурные парагенезы кристаллических комплексов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 110-112.
- Морозов Ю.А., Геттнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстензии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219-258.
- Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.
- Молчанов В.И., Юсупов Т.С. Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
- Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. 303 с.
- Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях. Вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15-20.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И. О природе динамометаморфизма мезозоны // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1986. № 2(288). С. 3-11.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. 159 с.
- Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. 375 с.
- Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П. О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-тех. пробл. разработки полезн. ископаемых. 1997. № 3. С. 37-42.
- Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Тернер Ф.Дж. Эволюция метаморфических пород. М.: ИЛ, 1951. 283 с.
- Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434-445.
- Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
- Харкер А. Метаморфизм. М.: ОНТИ-НКТП, 1937. 368 с.
- Чередниченко А.И. Тектоно-физические условия минеральных преобразований. Киев: Наукова думка, 1964. 184 с.

Чиков Б.М. Физико-механические и механические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1988. С.5-28.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

Эшелби Дж. Континуальная теория дислокаций. М.: ИЛ, 1963. 274 с.

Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1998. 198 с.

Bradschow J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian / Paleozoic Relationships in west Finistere (France) // Geol. Rundsch. 1967. V. 56. № 2. P. 567-596.

Cambell C.S. Rapid granular flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. № 22. P. 57-92.

Echtler H., Chauvet A. Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany) // Geodin. Acta. 1991-1992. V. 5. № 1-2. P.37-49.

Jackson M.P.A., Talbot C.J. Anatomy of mushroom-shaped diapirs // Journ. Str. Geol. 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 211-230.

Jullien R. La ségrégation chez les grains de sable // Recherche. 1992. Mens. 247. Vol. 23. P. 1198-1199.

Yaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'état granulaire // Recherche. 1992. V. 23. № 249. P. 1380-1387.

Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32-38.

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

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. V. 3. Iss. 3. P. 182-198.

Рецензент Иванов К.С.