

ТИПИЗАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Г.Ю. Болтышев

Геофизическая служба РАН, Калужская область, Обнинск, grig@ifz.ru

ВВЕДЕНИЕ

Типизация земной коры используется для изучения раздробленности земной коры, которую можно рассматривать как фундаментальное свойство верхней оболочки Земли. В последнее время в научной литературе этой проблеме уделяется пристальное внимание. В данной работе раздробленность земной коры исследуется методом кластерного анализа [Болтышев, 2003; Иогансон, Болтышев, 2000; Иогансон, Болтышев, 2000; Рейснер, Иогансон, 2001; Ioganson, 2000]. Производятся поиски признаков самоорганизации отдельных элементов, составляющих блоковую структуру земной коры, а так же закономерностей её организации.

Методика исследований

Типизация земной коры проведена для большей части Восточно-Европейской платформы. Выделение типов коры проводилось методом кластерного анализа, который разработан в ОИФЗ РАН [Рейснер и др., 1993]. Типизация земной коры основана на интегральной характеристике небольших её объёмов (элементарных ячеек размером 20 на 30 минут градусной сетки). Элементарным ячейкам присваивались значения ряда геолого-геофизических параметров. В каче-

стве исходных данных были использованы: мощность земной коры, высота рельефа и размах его высот, глубина залегания консолидированного фундамента, плотность теплового потока, изостатические аномалии. В результате последующей обработкой исходных данных по формальной итерационной процедуре кластерного анализа были выделены типы земной коры со сходными характеристиками. Далее проводился сравнительный анализ элементарных ячеек на разных шагах кластерного анализа. Производятся поиски признаков самоорганизации отдельных элементов, составляющих блоковую структуру земной коры, а так же закономерностей её организации. На представленных ниже рисунках показана условная Географическая координатная сетка в градусах и распределение ячеек в пространстве. Цифры в ячейках показывают номера кластеров шага кластерного анализа.

Обзор типов земной для некоторых элементов Восточно-Европейской платформы

Черноморская впадина представлена 325-ю ячейками. На разных шагах кластерного анализа они представлены разным количеством кластеров (таблица 1).

Таблица 1. Распределение кластеров по шагам для Черноморской впадины.

количество кластеров 1 шага	248	количество кластеров 6 шага	57
количество кластеров 2 шага	188	количество кластеров 7 шага	32
количество кластеров 3 шага	159	количество кластеров 8 шага	10
количество кластеров 4 шага	121	количество кластеров 9 шага	5
количество кластеров 5 шага	79	количество кластеров 10 шага	2
		количество кластеров 11 шага	1

Прикаспийская впадина представлена 174-ю ячейками. На разных шагах кластерного анализа

они представлены разным количеством кластеров (таблица 2).

Таблица 2. Распределение кластеров по шагам для Прикаспийской впадины.

количество кластеров 1 шага	137	количество кластеров 6 шага	27
количество кластеров 2 шага	112	количество кластеров 7 шага	18
количество кластеров 3 шага	79	количество кластеров 8 шага	7
количество кластеров 4 шага	50	количество кластеров 9 шага	5
количество кластеров 5 шага	40	количество кластеров 10 шага	2
		количество кластеров 11 шага	1

Украинский щит представлен 173-ю ячейками. На разных шагах кластерного анализа они представлены разным количеством кластеров (таблица 3).

Таблица 3. Распределение кластеров по шагам для Украинского щита.

количество кластеров 1 шага	127	количество кластеров 6 шага	26
количество кластеров 2 шага	106	количество кластеров 7 шага	12
количество кластеров 3 шага	76	количество кластеров 8 шага	6
количество кластеров 4 шага	56	количество кластеров 9 шага	4
количество кластеров 5 шага	34	количество кластеров 10 шага	2
		количество кластеров 11 шага	1

Воронежский щит представлен 288-ю ячейками. На разных шагах кластерного анализа они представлены разным количеством кластеров (таблица 4).

Таблица 4. Распределение кластеров по шагам для Воронежского щита.

количество кластеров 1 шага	219	количество кластеров 6 шага	27
количество кластеров 2 шага	156	количество кластеров 7 шага	14
количество кластеров 3 шага	107	количество кластеров 8 шага	7
количество кластеров 4 шага	65	количество кластеров 9 шага	5
количество кластеров 5 шага	40	количество кластеров 10 шага	2
		количество кластеров 11 шага	1

Днепровско-Донецкий прогиб представлен 66-ю ячейками. На разных шагах кластерного анализа они представлены разным количеством кластеров (таблица 5).

Таблица 5. Распределение кластеров по шагам для Днепровско-Донецкого прогиба.

количество кластеров 1 шага	61	количество кластеров 6 шага	24
количество кластеров 2 шага	54	количество кластеров 7 шага	15
количество кластеров 3 шага	45	количество кластеров 8 шага	7
количество кластеров 4 шага	37	количество кластеров 9 шага	5
количество кластеров 5 шага	27	количество кластеров 10 шага	2
		количество кластеров 11 шага	1

Анализ выявленных закономерностей. В типизации земной коры методом кластерного анализа выделяются все крупнейшие тектонические элементы Восточно-Европейской платформы. Проанализированы были Черноморская и Прикаспийская впадины, Воронежский и Украинский щиты, Днепровско-Донецкий прогиб (рис. 1-10). Краткий анализ выявленных закономерностей показал, что на первых шагах кластерного анализа наблюдается сложное, почти хаотичное строение региона. Однако ряд структур проявляют свою однородность уже на первых шагах кластерного анализа. Так для Воронежского и Украинского щитов уже на первом шаге кластерного анализа наблюдается сходство. Количество кластеров состоящих из одной ячейки, двух, трёх ячеек в процентном соотношении к общему количеству ячеек, которые составляют каждый щит, близки, что свидетельствует о сходном строении данных тектонических структур. Данное сходство между Украинским и Воронежским щитами сохраняется до четвёртого шага кластерного анализа. Для Черноморской и Прикаспий-

ской впадин, а также Днепровско-Донецкого прогиба сходства на первом и последующих шагах кластерного анализа не наблюдается.

Типы коры представленные на ранних шагах кластерного анализа, на последующих шагах образуют ареалы различного размера. На пример, не изменяется структура Воронежского и Украинского щитов в пределах нескольких шагов кластерного анализа. Так сохраняется устойчивая структура (ядро) этих тектонических элементов Восточно-Европейской платформы. Также, устойчивыми структурами (ядрами) обладают Черноморская и Прикаспийская впадины, в то время как Днепровско-Донецкий прогиб не имеет устойчивого ядра. Присутствие в структуре Днепровско-Донецкого прогиба (рис. 1, 2) исключительно неустойчивых типов земной коры определяется сильной латеральной изменчивостью значений геолого-геофизических параметров, характеризующих типы коры. Поэтому на более детальном шагах кластерного анализа территория Днепровско-Донецкого прогиба последовательно распадается на все более мелкие участ-

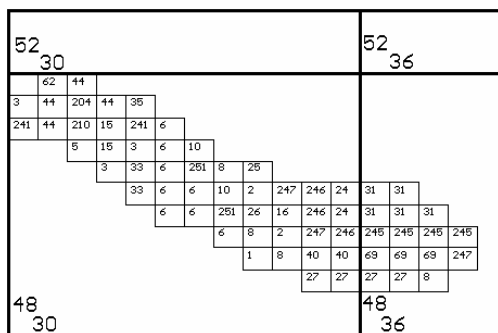


Рис. 1. Днепровско-Донецкий прогиб 5 шаг

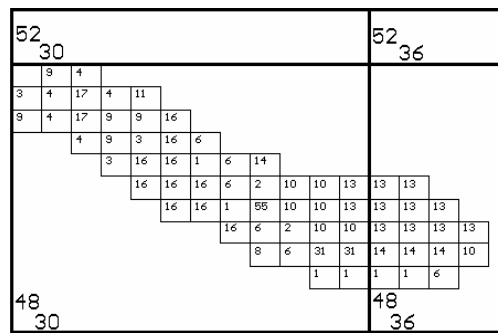


Рис. 2. Днепровско-Донецкий прогиб 7 шаг

ки, представленные различными типами коры, без наличия стабильных ядер. На заключительных шагах кластерного анализа выделяется тип коры, приуроченный преимущественно к западно- и восточно-черноморским котловинам. Значения геолого-геофизических параметров этого типа коры характеризуются мощным осадочным чехлом и низким тепловым потоком. Разделяю-

щая котловины часть акватории и практически всё остальное пространство прибортовых зон представлено другими типами коры, которые характеризуется большим диапазоном значений геолого-геофизических параметров, а на промежуточных шагах область развития этих типов земной коры строго ограничена границами Западно-Черноморской впадины (рис. 3, 4).

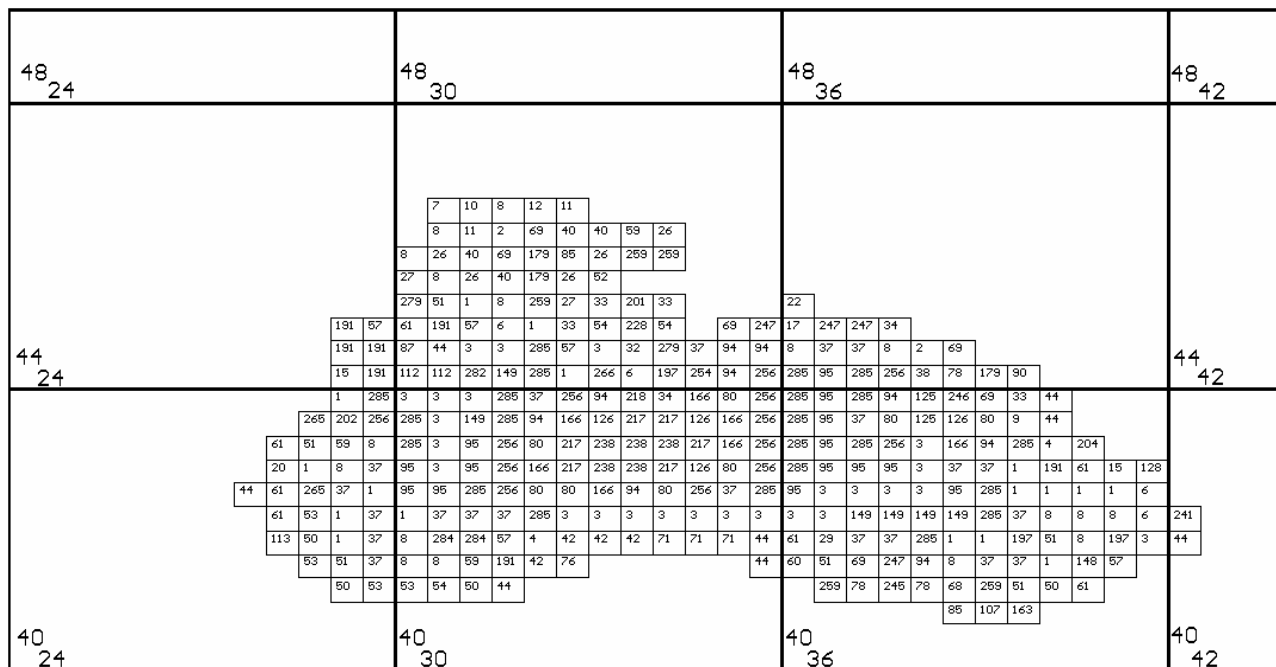


Рис. 3. Черноморская впадина 5 шаг

[illegible][illegible]

56 30										56 36										56 42									
										</																			

Рис. 6. Воронежский щит 7 шаг

52 24												52 30												52 36																																																																																																												
<table><tr><td>240</td><td>98</td><td>21</td><td>28</td><td>24</td><td>245</td></tr><tr><td>240</td><td>20</td><td>29</td><td>18</td><td>25</td><td>25</td><td>7</td></tr><tr><td>240</td><td>240</td><td>98</td><td>6</td><td>7</td><td>10</td><td>6</td></tr><tr><td>240</td><td>240</td><td>20</td><td>98</td><td>29</td><td>6</td><td>6</td><td>29</td></tr><tr><td>240</td><td>240</td><td>240</td><td>240</td><td>35</td><td>13</td><td>29</td><td>6</td><td>6</td></tr><tr><td>281</td><td>281</td><td>281</td><td>281</td><td>240</td><td>20</td><td>13</td><td>6</td><td>6</td><td>21</td></tr><tr><td>4</td><td>4</td><td>4</td><td>4</td><td>281</td><td>240</td><td>35</td><td>13</td><td>6</td><td>21</td><td>21</td><td>6</td></tr><tr><td>281</td><td>4</td><td>4</td><td>4</td><td>281</td><td>281</td><td>240</td><td>98</td><td>268</td><td>14</td><td>10</td><td>88</td></tr></table>												240	98	21	28	24	245	240	20	29	18	25	25	7	240	240	98	6	7	10	6	240	240	20	98	29	6	6	29	240	240	240	240	35	13	29	6	6	281	281	281	281	240	20	13	6	6	21	4	4	4	4	281	240	35	13	6	21	21	6	281	4	4	4	281	281	240	98	268	14	10	88	<table><tr><td>14</td><td>6</td><td>6</td></tr><tr><td>33</td><td>51</td></tr><tr><td>277</td><td>277</td><td>277</td></tr><tr><td>241</td><td>241</td><td>241</td><td>15</td><td>15</td></tr><tr><td>105</td><td>15</td><td>32</td><td>277</td></tr><tr><td>241</td><td>241</td><td>15</td><td>15</td><td>241</td><td>35</td></tr><tr><td>13</td><td>13</td><td>13</td></tr></table>												14	6	6	33	51	277	277	277	241	241	241	15	15	105	15	32	277	241	241	15	15	241	35	13	13	13	48 36											
240	98	21	28	24	245																																																																																																																															
240	20	29	18	25	25	7																																																																																																																														
240	240	98	6	7	10	6																																																																																																																														
240	240	20	98	29	6	6	29																																																																																																																													
240	240	240	240	35	13	29	6	6																																																																																																																												
281	281	281	281	240	20	13	6	6	21																																																																																																																											
4	4	4	4	281	240	35	13	6	21	21	6																																																																																																																									
281	4	4	4	281	281	240	98	268	14	10	88																																																																																																																									
14	6	6																																																																																																																																		
33	51																																																																																																																																			
277	277	277																																																																																																																																		
241	241	241	15	15																																																																																																																																
105	15	32	277																																																																																																																																	
241	241	15	15	241	35																																																																																																																															
13	13	13																																																																																																																																		
48 24												<table><tr><td>98</td><td>35</td><td>3</td><td>29</td><td>6</td><td>29</td><td>13</td><td>35</td><td>240</td><td>15</td><td>15</td><td>5</td><td>5</td><td>105</td><td>15</td><td>32</td><td>277</td></tr><tr><td>13</td><td>3</td><td>13</td><td>13</td><td>13</td><td>13</td><td>13</td><td>3</td><td>20</td><td>241</td><td>15</td><td>5</td><td>5</td><td>105</td><td>15</td><td>241</td><td>3</td></tr><tr><td>241</td><td>241</td><td>15</td><td>15</td><td>241</td><td>35</td></tr><tr><td>13</td><td>13</td><td>13</td></tr></table>												98	35	3	29	6	29	13	35	240	15	15	5	5	105	15	32	277	13	3	13	13	13	13	13	3	20	241	15	5	5	105	15	241	3	241	241	15	15	241	35	13	13	13	44 30												44 36																																																					
98	35	3	29	6	29	13	35	240	15	15	5	5	105	15	32	277																																																																																																																				
13	3	13	13	13	13	13	3	20	241	15	5	5	105	15	241	3																																																																																																																				
241	241	15	15	241	35																																																																																																																															
13	13	13																																																																																																																																		
44 24												44 30												44 36																																																																																																												

Рис. 7. Украинский щит 5 шаг

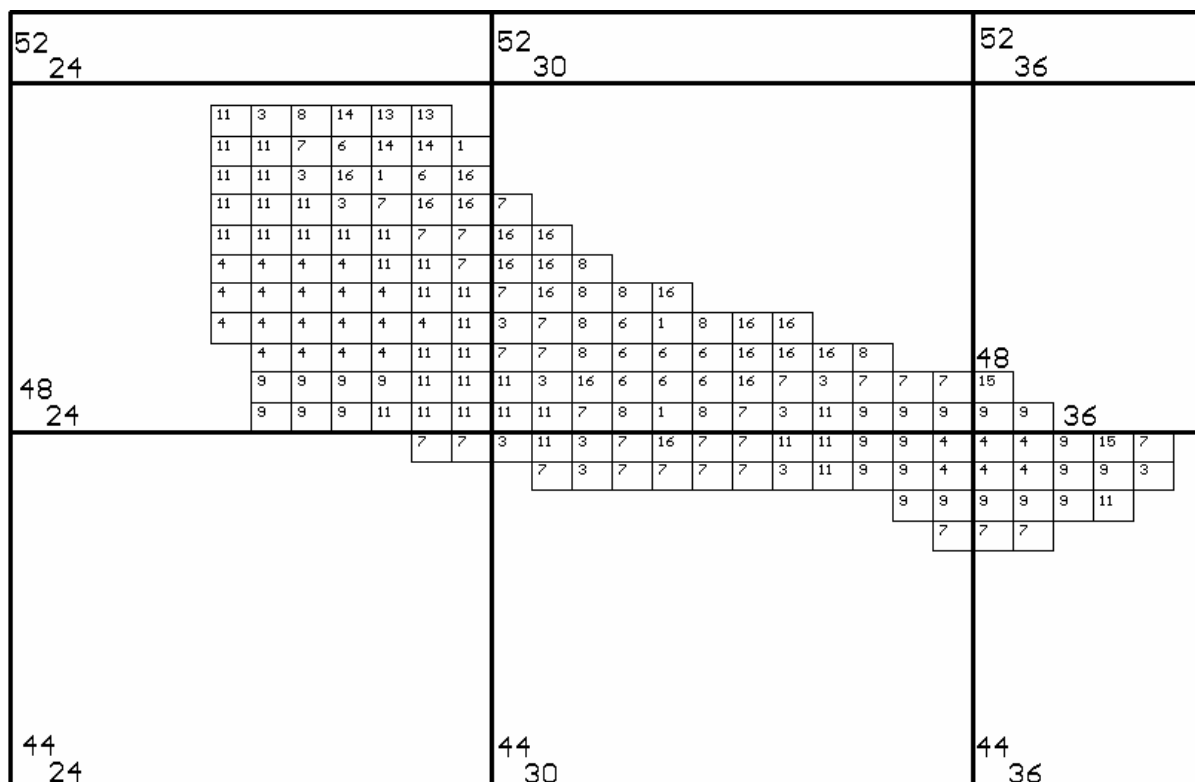


Рис. 8. Украинский щит 7 шаг

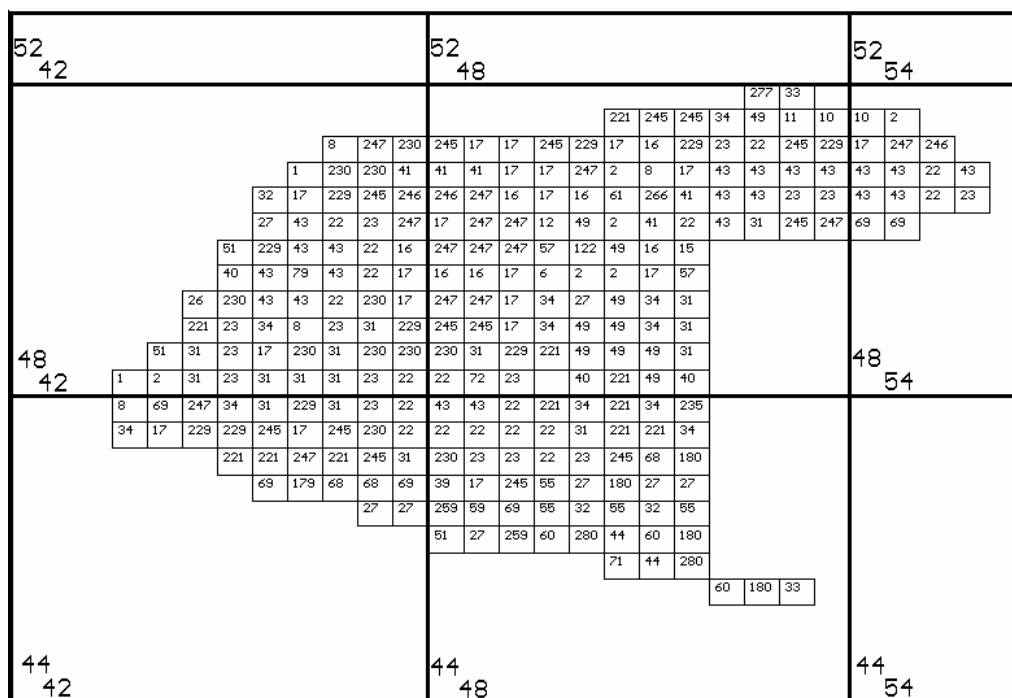


Рис. 9. Прикаспийская впадина 5 шаг

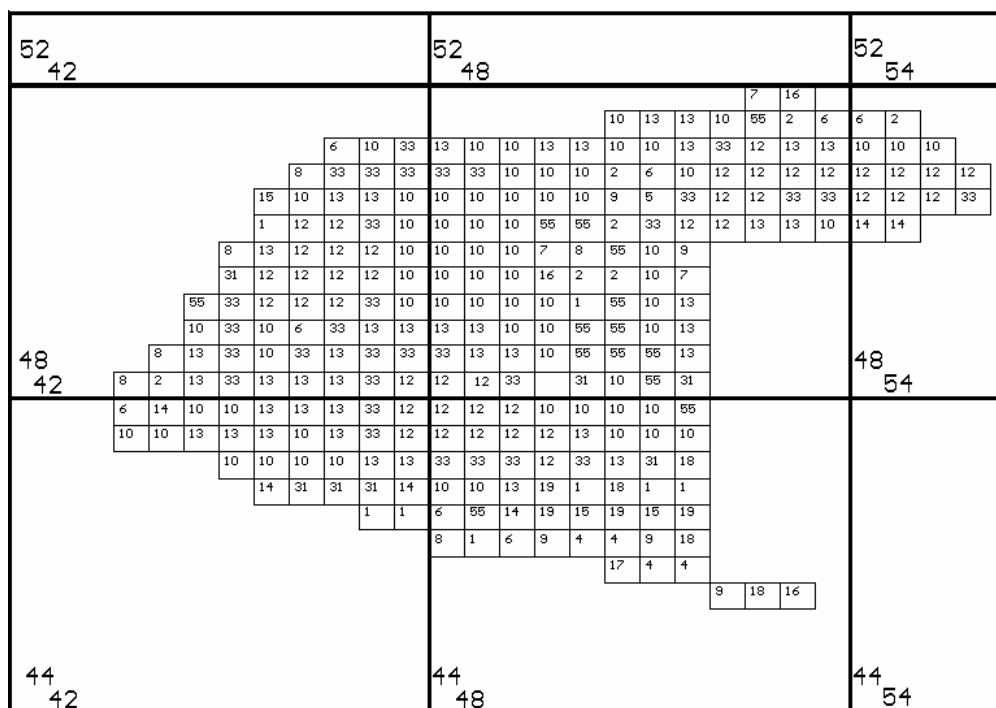


Рис. 10. Прикаспийская впадина 7 шаг

Проведённый количественный анализ типов земной коры, выделенных методом кластерного анализа, среди ряда крупных тектонических элементов Восточно-Европейской платформы по-

зволил выявить различный характер их неоднородности, определяемый различной степенью и различным типом раздробленности этих структур.

ВЫВОДЫ

Применяемая методика позволяет выявлять признаки самоорганизации блоковой структуры земной коры Восточно-Европейской платформы, а также закономерности её организации на при-

мере отдельных крупных тектонических элементов. Не меньший интерес представляют прикладные и фундаментальные исследования, проводимые с применением данной методики.

ЛИТЕРАТУРА

- Болтышев Г.Ю. Количественные характеристики гетерогенности земной коры (на примере ряда тектонических элементов Восточно-Европейской платформы) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 17-22.
- Иогансон Л.И., Болтышев Г.Ю. Гетерогенность и стадии развития осадочных бассейнов Западной Евразии. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 10. С. 20-29.
- Иогансон Л.И., Болтышев Г.Ю. О гетерогенности земной коры Северной Евразии. Вестник ОГГГН РАН, Москва. 2000. (4) http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2000/ioganson.pdf
- Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: 1993. 209 с.
- Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. О гетерогенности и раздробленности земной коры Западной Евразии. В кн. Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы тектонического совещания, М.: 2001. С. 274-276.
- Ioganson L.I. The Earth's crust heterogeneity as recent geodynamic processes evidence and seismicity // 27th General Assembly ESC: Book of Abstr. and Papers. Lisbon University, Portugal, 10-15 Sept. 2000. P. 59

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО И КИНЕМАТИЧЕСКОГО МЕТОДОВ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ШКАЛ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ – УСЛОВИЕ ДАЛЬНЕЙШЕГО ПРОГРЕССА В ПОЛЕВОЙ ТЕКТОНОФИЗИКЕ

О.Б. Гинтов, А.В. Муровская, С.В. Мычак

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, gintov@igph.kiev.ua

В последние годы как у тектонофизиков стран СНГ, так и особенно в зарубежной науке интерес к тектонофизическому методу структурных парагенезисов (СПМТ) снизился из-за увлечения большими возможностями дислокационного анализа напряжений (по Ю.Л. Ребецкому [Ребецкий, 2007]) с более привычным названием «кинематический метод» (КМТ). К этому следует отнести резко критически, так как альтернативы кинематическому методу нет лишь при тектонофизическом решении задач глубинной сейсмологии. Эффективное же решение общегеологических и структурно-тектонических задач невозможно без комплексирования этого метода с различными модификациями метода структурных парагенезисов, который «работает» там, где кинематический метод практически неприменим – на древних щитах, при изучении планетарной трещиноватости и ранних этапов развития деформационных процессов.

Объединенная феноменологическая теория прочности Кулона – Навье-Мора доказывает общность физико-механической природы процессов разрывообразования и пластической деформации горных массивов посредством активизации подвижек по старым трещинам [Гинтов, 2005]. Это позволяет исследовать оба процесса как раздельно, так и в пространственно-временном единстве, используя в комплексе сильные стороны и структурно-парагенетического, и кинематического методов и не опасаясь дублирования результатов или того, что при изучении тектонических событий рассматривались взаимоисключающие теоретические построения.

Обоснование совместного прохождения процессов разрывообразования и фрикционного скольжения позволяет решать задачу уменьшения неоднозначности в определении ориентации главных осей нормальных напряжений, которая нередко проявляется и в структурно-парагенетическом, и в кинематическом методах.

Основной постулат КМТ – коллинеарность расчетного вектора касательного напряжения и вектора подвижки на плоскости зеркала скольжения – является достаточно приближенным, ибо он соблюдается лишь в идеальных условиях:

трещины должны быть гладкими и бесконечными по своей протяженности, то есть пересекать исследуемый горный массив полностью, выходя далеко за его пределы, что в природе встречается очень редко.

Вторая трудность обусловлена тем, что поля напряжений, как и всякие геофизические поля, обладают свойствами эквивалентности и аддитивности, в результате чего возможны несколько разных, но равноправных решений обратной задачи, а при наложении нескольких фаз деформации наблюдается совпадение или сближение ориентировки векторов подвижек, связанных с разными фазами и разными полями напряжений. Подобные трудности обычно преодолеваются посредством значительного увеличения количества измерений, что делает возможным исключение из выборки «слабых» векторов и сосредоточение ее в области максимальных значений $T = \tau / \tau_{\max}$. Но при этом приходится расширять площадь исследований, то есть переходить на другой, более региональный уровень осреднения поля напряжений, что также ведет к огрублению результата.

Неоднозначность структурно-парагенетического метода в первую очередь заключается в том, что он опирается на экспериментальные данные и предполагает близость природных условий условиям лабораторного эксперимента, что выдерживается далеко не всегда. Трудности возникают также при идентификации сколов, что также ведет к резкому увеличению количества измерений. С другой стороны, этот метод позволяет выполнять операции, важные для общего тектонического анализа, определения деформационных режимов, углов скалывания α_0 и связанных с ними параметров, установления глубинности изученных деформационных процессов, а также хронологической последовательности этапов и фаз деформации земной коры путем прослеживания последовательности возникновения и развития (активизации) деформационных структур, опираясь на характер их взаимоотношений между собой, тип пластических деформаций и все имеющиеся геологические данные о возрасте и структурных преобразованиях горных пород [Гинтов, Исай, 1988].

Подводя итог сказанному, приходим к выводу, что в настоящее время тектонофизики обладают инструментарием по определению геометрических характеристик (ориентации осей, соотношения величин главных нормальных напряжений, деформационных режимов и др.) полей напряжений разных иерархических уровней. Но что это дает без определения возраста и последовательности изменений напряженно-деформированного состояния (НДС) какого-либо региона? Тот же Главный разлом Восточного Саяна, например, в зависимости от места его изучения, одними исследователями считается правым сдвигом, другими – левым. Пожалуй, лишь в сейсмологии и космической геодезии, где измеряется современное («сиюминутное», в геологических масштабах времени) НДС литосферы, мы имеем прямой выход на механизмы региональных тектонических процессов. Даже при решении задач неотектоники, т.е. для периода от нескольких до нескольких десятков млн. лет, приходится сталкиваться с тем, что НДС конкретного региона изменялось несколько раз, причем кардинально. Это понимают многие тектонофизики и стараются учитывать в своих исследованиях. Однако подобные задачи решаются непросто. Они требуют времени и совершенного знания геологии региона.

Охват тектонофизическими исследованиями возможно большего временного отрезка изучаемого тектонического цикла (или циклов) – одно из важных направлений комплексирования КМТ и СПМТ. Начало деформационных процессов после накопления некоторой толщи пород – образование планетарной трещиноватости и тектонических трещин при прогибании бассейна осадконакопления – изучается в основном структурно-парагенетическим методом. Сжатие и складкообразование, когда формирование разрывов и перемещение пород по плоскостям трещин и поверхностям напластования происходит почти одновременно, изучается обоими методами, а завершающий орогенез и неотектонические движения – в основном кинематическим. Раннедокембрийские тектонические движения могут эффективно исследоваться, как уже отмечалось ранее, только структурно-парагенетическим методом. Поэтому непрерывная хронологическая шкала деформационных процессов может быть построена лишь при комплексном использовании обоих методов.

Построение хронологических шкал деформационных процессов в породах древней консолидированной земной коры и осадочно-вулканогенных породах рифея-фанерозоя имеет свою специфику, в связи с чем рассмотрим их раздельно.

Шкала деформаций консолидированной коры докембрия. На примере Украинского щита (УЩ) можно видеть, что наиболее мощные и яркие деформации раннедокембрийской консолидированной коры, начиная по крайней мере с неоархея, происходили в зонах скалывания и зонах разломов и сопровождались процессами сдвигового складкообразования, динамометаморфическим преобразованием горных пород, магматизмом и внутриразломным метасоматозом.

Как правило, процессы разломообразования совершались в уже регионально гранитизированной коре, причем гранитизация и гранитообразование также предварялись и сопровождались определенными деформациями горных пород, которые изучаются науками о метаморфизме, ультраметаморфизме и метасоматозе, общими методами структурной геологии, а также петрологии и геохимии. Здесь еще много спорных вопросов, касающихся роли осадочного породообразования в раннем докембрии, происхождения гранитов, механизма формирования полосчатости, роли горизонтальных и вертикальных движений и др.

Мы не знаем точных ответов на эти вопросы, поэтому в тектонофизике временная шкала деформаций раннедокембрийских комплексов начинается с моментов, наступающих после процессов регионального метаморфизма и гранитизации горных пород. Подобные процессы составляют первичную основу раннедокембрийских тектонических циклов, на фоне которых и развиваются этапы и фазы деформирования, изучаемые нами, а все, что происходило до этого, «выносятся за скобки» тектонофизических исследований.

Для каждого района развития комплексов раннего докембрия существуют две возрастные шкалы деформационных процессов – относительная и абсолютная. Первая строится на основе изучения взаимоотношений разрывов между собой: более молодые зоны скалывания или сколы и трещины деформируют более древние. Вторые выгибаются и подворачивают под первые или смещаются ими (рис. 1). При детальных тектонофизических исследованиях относительная шкала фаз деформации в пределах каждой зоны разломов оказывается довольно точной. Для группы зон разломов, относящихся к единому мегаблоку, составление подобной шкалы также не представляет особых трудностей: в каждом из разломов все или несколько зон скалывания являются однофазными – имеют одинаковые или сопряженные кинематические параметры – и по отношению к ним выстраивается последовательность всех остальных фаз деформации. Для зон

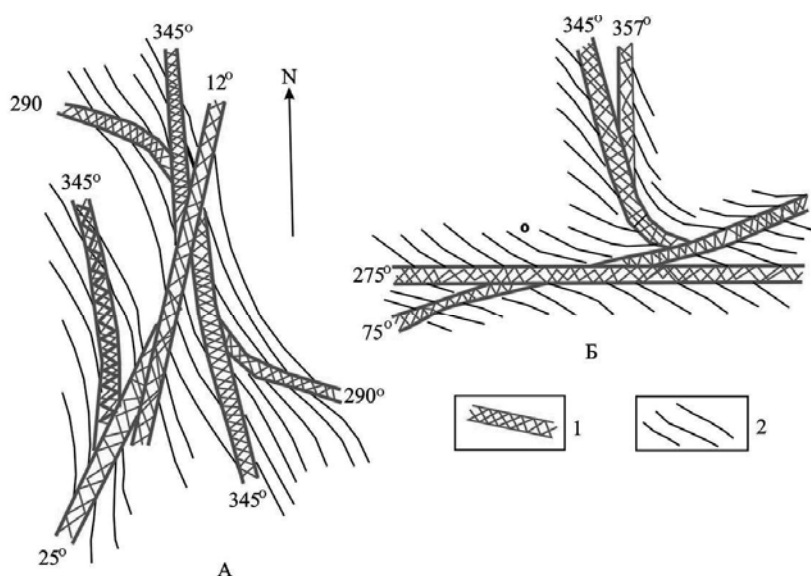


Рис. 1. Взаимоотношение разновозрастных сколов в Константиновской (А) и Булацеловской (Б) зонах скалывания Первомайской зоны разломов: 1 – сколы, представленные бластомилонитами и милонитами; 2 – динамометаморфическая полосчатость

разломов, относящихся к разным, удаленным друг от друга мегаблокам, и не имеющих одинаковых фаз деформации, такой подход применим не всегда и в этом случае используется возрастная принцип.

В зонах относительно молодой активизации УЩ (Ингульский и Приазовский мегаблоки) последние фазы деформации изучаются и кинематическим методом.

Абсолютный возраст разломообразования определяется при изучении соотношений процессов динамометаморфизма с процессами породообразования, разнохронологический возраст которых известен. Он коррелируется с возрастом наиболее древних серий и комплексов, формирование которых связано с данной зоной разломов.

В целом, после установления относительной шкалы фаз деформации конкретной зоны разломов абсолютная возрастная шкала определяется следующим образом:

1) нижний предел времени заложения зоны определяется возрастом наиболее древних серий и комплексов, деформируемых в первой фазе;

2) верхний предел времени заложения зоны соответствует возрасту пород – массивов гранитов, даек, жил и т.д. – которые не деформируются или слабо деформируются в первой фазе;

3) возрасты активизаций определяются в той последовательности, которую дает относительная шкала с использованием цифр возраста комплексов пород, развитых в зонах скалывания;

4) если возрастной информации для определения абсолютной шкалы конкретной зоны разломов недостаточно, используется сравнительная характеристика ее геологического строения с

аналогичными характеристиками других зон, в которых такая информация имеется;

5) важная информация о возрасте заложения и активизаций зон разломов вытекает из определения глубинных уровней деформационных процессов по характеру динамометаморфизма горных пород: как правило, чем древнее возраст, тем глубиннее уровень деформации. Последние фазы активизации многих зон разломов, выраженные формированием хрупкой и квазихрупкой трещиноватости или зеркал скольжения, относятся к верхнему протерозою или фанерозою.

Таким образом, геотектонические циклы, во время которых была заложена зона разломов консолидированной коры и происходили ее активизации, соответствуют возрастам развитых в ней и вокруг нее серий и комплексов. Этап деформации отвечает времени заложения зоны и носит название той из разновозрастных зон, которая изучена раньше других или лучше других. Фазы деформации соответствуют временам заложения зон скалывания, при этом первая фаза совпадает с этапом заложения зоны разломов, а остальные являются фазами активизации. Они носят названия зон скалывания, изученных раньше других или лучше других.

Для примера в таблице 1 приведены основные этапы и фазы деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока УЩ за последние два млрд. лет (после Криворожского этапа). Сжатие положительное, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$.

Шкала деформаций рифей-фанерозойских неграницитизированных вулканогенно-осадочных образований. Детальная стратификация

этих пород, основанная на литостратиграфических критериях и изучении органических остатков, позволяет применить несколько иной подход к составлению хронологической шкалы деформаций осадочного слоя земной коры.

Тектонические циклы, на фоне которых развивались деформации вулканогенно-осадочных образований рифея-фанерозоя, имеют собственные названия: неопротерозойский, раннебайкальский, позднебайкальский, каледонский, герцинский, киммерийский, альпийский. Возрастные границы их определены. Геологические периоды, эпохи и века (для рифея-венда – серии и свиты), которым отвечают стадии, этапы и фазы деформации, имеют четкие возрастные рубежи в абсолютном летоисчислении.

Проблема заключается в составлении правильной относительной шкалы деформаций и ее увязки со стратиграфическими единицами. Построить относительную шкалу деформаций в рифей-фанерозойских негранитизированных образованиях труднее, чем в кристаллическом фундаменте: здесь более редки зоны разломов и зоны скалывания, а пластические деформации не так ярко связаны со сколовыми структурами, как в зонах разломов консолидированной коры.

Обычно при построении относительной шкалы используются такие признаки, как стабильно повторяющееся смещение более молодой системой трещин более древней, степень заполнения трещин минеральным веществом, ширина зон ожелезнения в бортах трещин, наличие милонита или глиники трения, соотношение трещин и складчатости (нормальносекущая или кососекущая трещиноватость), зеркал скольжения и складчатости (наложенные зеркала скольжения или зеркала, образованные межпластовыми срывами при складкообразовании). При анализе разрывных и складчатых деформаций в толще пород, соответствующей одной эпохе или веку, учитывается, что наиболее ранние структуры – планетарная трещиноватость; за ними следует парагенетически связанная система трещин, завершающая этап растяжения бассейна осадконакопления, затем – парагенезисы и зеркала скольжения, связанные со складкообразованием, и самые поздние – наложенные деформации в виде секущих складчатую толщу трещин и молодых зеркал скольжения.

Решающее значение в этом анализе имеет определение ориентации главных осей напряжений, параметров напряженного состояния и деформационных режимов, соответствующих каждой фазе деформации, что позволяет сопоставить выделенные фазы с известными по геологическим данным структурно-деформационными

признаками последовательности развития изучаемой толщи пород и в конечном итоге уточнить шкалу деформаций этой толщи, пронумеровав фазы в порядке их относительного возраста.

Впрочем, хотя номера фаз внутри комплексов пород указывают на их относительный возраст, не все они принадлежат к тому отрезку времени, к которому относится и сам комплекс. Уверенно можно говорить о синхронности фазы деформации и возраста пород только для планетарной трещиноватости и тектонических трещин, сопровождающих растяжение земной коры при формировании осадочного бассейна. Что касается всех последующих фаз, особенно послескладчатых, их возрастное положение определяется на основании нескольких принципов:

1) если данная фаза имеет своих аналогов в более молодых комплексах пород, ей приписывается возраст наиболее молодых отложений, в которых она определена. Аналогичными следует считать фазы, отражающие одинаковый деформационный режим, характеризующиеся близким распределением параметра μ_0 и, главное, у которых отклонение главных осей σ_1 и σ_3 от их среднего положения не превышает ошибки определения $\pm 7,5^\circ$. Это правило применимо лишь для поздних фаз предыдущего стратиграфического подразделения и любых фаз всех последующих подразделений. Ранние (доскладчатые) фазы не могут иметь возраст пород, находящихся стратиграфически выше;

2) при наличии нескольких аналогичных фаз определяется среднее положение главных осей σ_1 и σ_3 , а положение оси σ_2 определяется как их функция. В хронологическую шкалу вводится единая фаза со средним положением главных осей. Аналогичными могут быть фазы, определенные в СПМ и КМТ, при этом они могут быть определены с разной точностью. В каждом случае решение принимает интерпретатор, учитывающий при расчете среднего положения осей вес каждого определения;

3) фаза деформации с меньшим внутренним порядковым номером не может быть в общей хронологической шкале моложе фазы с большим внутренним порядковым номером, и наоборот;

4) если фаза деформации с большим внутренним номером не имеет аналогов в других возрастных группах пород, то в зависимости от ее характеристик – глубинности, деформационного режима, распределения коэффициента μ_0 и других – она либо оставляется в той возрастной группе, к которой относятся и деформированные породы, либо поднимается в самый верх общей хронологической шкалы.

Таблица 1. Основные этапы и фазы деформирования земной коры центральной части Ингульского мегаблока УЦ за последние два млрд. лет

Номер фазы	Этапы и фазы деформации		Возраст млрд. лет	Характер сил	Тип сдвига (смещения) по L- и R- сколам	Координаты главных осей, градусы		
	Этап	Фаза				σ_1	σ_2	σ_3
	Новоукраинский							
1		Новоукраинская	>2.0	Растяжение	сброс	90/0	$\perp$	0/0
	Кировоградский							
2		Кировоградская	1.9	Сжатие	Правый	48/0	$\perp$	318/0
3		Лелековская	1.9	- “ -	- “ -			
4		Бобринецкая	<1.9	- “ -	- “ -	90/0	$\perp$	360/0
5		Бобринецко-Живановская	<1.9	- “ -	Правый сдвиг	62/5	330/35	162/55
6		Корсунская	1.75	Растяжение	Левый	6/0	$\perp$	96/0
7		Городищенская	1.75	- “ -	- “ -	171/0	$\perp$	81/0
8		Компаниевская	1.75	Сжатие	Правый	90/0	$\perp$	0/0
	Субботско-Мошоринский							
9		Субботско-Мошоринская	1.7	Сжатие	Правый	315/0	$\perp$	45/0
10		Аджамская	1.70	- “ -	- “ -	47/0	$\perp$	137/0
11		Клинцовская – I	1.70	Растяжение	левый	145/0	$\perp$	235/0
	Калиновский							
12		Калиновская	<1.6	Сжатие	Взброс	145/0	55/0	$\perp$
13		Клинцовская – II	<1.6	- “ -	- “ -	0/0	270/0	90/76
14		Завадовская	<1.6	Растяжение	Сброс	$\perp$	330/0	60/0
15		Калиновско-Сасовская	<1.6	- “ -	- “ -	280/70	85/20	5/0
16		Покровская – I	<1.6	Сжатие	Взброс	270/17	180/14	48/70
17		Покровская – II	<1.6	Растяжение	Сброс	53/70	168/9	260/19
18		Клинцовская – III	<1.6	- “ -	- “ -	357/50	267/0	177/40
19		Алексеевская	<1.6	Сжатие	Взброс	300/10	30/0	120/80

Следует учитывать, что близкими по ориентации главных осей могут быть и разновозрастные фазы, так как действие тектонических сил одного направления нередко повторяется. Разновозрастные фазы деформации отличаются от разновозрастных в первую очередь тем, что они разобщены в разрезе: в стратиграфических горизонтах, находящихся между толщами пород, в которых определены эти фазы, нет признаков, которые бы указывали на непрерывность данного деформационного процесса.

Основными возрастными подразделениями общей хронологической шкалы деформаций осадочного слоя земной коры являются период и

эпоха (для рифея и венда – серия и свита), иногда век (если по палеонтологическим данным известно время складчатости). В общей шкале для каждой фазы деформации указываются стереографические координаты среднего положения главных осей напряжений, а также возраст пород (стратиграфическое подразделение), в которых она определена. Пример хронологической шкалы деформаций вулканогенно-осадочных образований платформенного чехла Вольно-Подольской плиты (ВПП) приведен в таблице 2 (для сокращения таблицы альпийский этап не указан). Сжатие положительное, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$.

Таблица 2. Основные этапы и фазы деформирования осадочного чехла ВПП в позднебайкальско-киммерийский тектонические циклы

Тектонический цикл	Стадия	Этап	Фаза		Напряжение			Тип сил
			Номер	Время, возраст	σ_1	σ_2	σ_3	
Позднебайкальский	Венд	ранний венд	1	волынское время	67/00	⊥	337/00	Растяжение
		поздний венд	2	могилев-подольское время	310/0	⊥	40/00	–“–
			3	каниловское время	30/00	⊥	300/00	Сжатие
Каледонский	Кембрий	поздний кембрий						
	Силур	поздний силур	4	лудловский	50/00	⊥	320/00	Растяжение
	Девон	ранний девон	5	залещицкий	32/00	⊥	302/00	Сжатие
Герцинский	Девон	средний-поздний девон	6	живетский, франк-фаменский	47/00	⊥	317/00	Растяжение
	Карбон триас							
Киммерийский		поздняя юра-ранний мел	7		300/00	⊥	30/00	Растяжение

ЛИТЕРАТУРА

- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ. «Академкнига». 2007. 406 с.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005. 572 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. Думка. 1988. 228 с.

ОТНОСИТЕЛЬНОСТЬ НЕКОТОРЫХ БАЗОВЫХ ПОНЯТИЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ

М.А. Гончаров

Геологический факультет МГУ, Москва, m.a.gonch@mail.ru

Цель статьи – анализ тех базовых понятий тектонофизики, которые трактуются неоднозначно, на фоне весьма краткого изложения истории становления тектонофизики.

Этапы развития тектонофизики. Таких этапов можно выделить три. Первый этап можно условно назвать «не-физическим» (до середины 20-го века). Это было господство умозрительных построений, без собственно физической основы. В качестве примера можно привести ставший в свое время «притчей во языцех» так называемый «эллипсоид деформации Беккера» с его круговыми сечениями, параллельно которым якобы располагаются трещины скалывания. Сюда же относятся и попытки воспроизвести природные складки с помощью природных же материалов, слагающих эти складки: в экспериментах эти материалы «не желали» изгибаться, а попросту раскалывались, поскольку грубо нарушались условия физического подобия объекта и модели. Обстоятельный и до сих пор поучительный критический разбор подобных представлений содержится в работе [Гуревич, 1954, 1955]. Второй этап столь же условно можно обозначить как «сопроматный» (до 70-80-х годов 20-го века). В нашей стране, в первую очередь усилиями М.В. Гзовского, была предпринята попытка заложить «физические основы тектонофизики» (так назывались соответствующие разделы в первом сборнике статей по тектонофизике [Проблемы тектонофизики, 1960] и в классической книге [Гзовский, 1975]). Однако на деле это свелось к внедрению некоего «ликбеза» из области учения о сопротивлении материалов (давно именуемого словом «сопромат»), что само по себе в то время было огромным шагом вперед. Краеугольным камнем «сопромата» является рассмотрение тех напряжений и деформаций, которые возникают в твердых телах под воздействием приложенных к ним внешних сил. Эта триада: внешняя сила → напряжение → деформация, – до сих пор господствует в умонастроении большинства геологов, занимающихся тектонофизикой. Пример – представление о так называемых «компрессионных» шарьяжах, в тылу которых действует некая неведомая сила, которая почему-то приложена только к аллохтону и не воздействует на нижележащий автохтон.

Современное состояние тектонофизики. В свой третий этап тектонофизика вступила в последние десятилетия. Ее можно условно назвать «тектонофизикой сплошной среды», с выделением из нее в последние годы «тектонофизики структурированной среды». В ее основе лежит не «сопромат», или, более общо, механика твердого тела, а механика сплошных сред (в первую очередь жидкостей), в частности, конвективная гидродинамика. Здесь триада процессов выглядит несколько иначе: внутренняя сила → течение → вязкое напряжение. При этом течение не сводится только к одной деформации, а включает три компонента (см. ниже).

Тектоническое течение. В настоящее время этот термин понимается неоднозначно:

1. Если ориентироваться на трактовку термина «течение» в механике сплошных сред (О. Коши), восходящую к античным временам, то тектоническое течение сплошной геологической среды следует определить как сочетание *поступательного перемещения, вращения и деформации* элементарных объемов этой среды в координатах Эйлера, привязанных к некоторой неподвижной точке пространства; простейший пример из механики – течение реки относительно неподвижного берега. Такое понимание, к которому впервые призвал А.В. Лукьянов [1991] и поддерживается нами [Гончаров и др., 2005], возвращает нас к его первоначальному смыслу, искаженному в «сопромате», где «течение» и «текучесть» стали просто синонимами пластической деформации («предел текучести» в качестве примера). Представление о трех компонентах тектонического течения позволяет строго разграничить понятия «тектоническое движение» и «тектоническая деформация», которые сплошь и рядом воспринимаются как синонимы. Например, складчатость возникает на некоторой глубине в результате *деформации*, приобретает асимметрию в результате *вращения* и поднимается к поверхности и становится доступной для наблюдения в результате *поступательного перемещения*. Роль вращения состоит в *минимизации* энергии. Так, при конвекции в центре ячейки имеет место как бы «жесткое» (без деформации) вращение элементарных объемов даже в случае жидкой среды (см. ниже рис. 1, в).

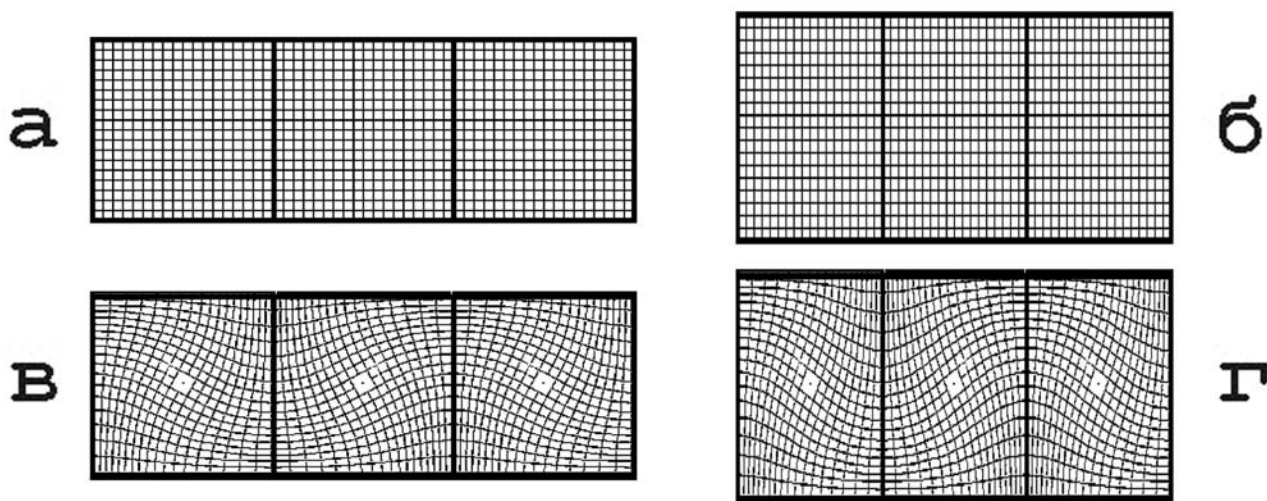


Рис. 1. Одновременность однородности и неоднородности деформации иерархически «вложенных» друг в друга тел. Однородность деформации как всего слоя, так и составляющих его трех крупных квадратов (**а–б**) и неоднородность деформации крупных квадратов (конвективных ячеек) при однородности деформации всего слоя (**в–г**). Критерием однородности является одинаковая деформация квадратов (крупных или мелких), составляющих эти тела

Формирование складки представляет собой сочетание вращения с деформацией межслоевого сдвига на каждом из противоположных крыльев. *Турбулентные* завихрения в потоке жидкости представляют собой «вращательную» энергосберегающую добавку к сдвиговому *ламинарному* течению. Это означает, что природа «изобрела» энергосберегающее «колесо» задолго до появления человека. К сожалению, в отличие от поступательного перемещения и деформации, роль компоненты вращения в тектоническом течении изучена явно недостаточно.

2. Если же опираться на восходящее к физике твердого тела (а еще точнее – к «сопромату») отождествление «течения» с пластической деформацией по достижении средой «предела текучести» в координатах Лагранжа, привязанных к деформируемому телу, то такой подход исключает фиксацию поступательного перемещения и вращения этого тела.

В настоящее время, в связи с развитием представлений о *конвективном* характере тектонических движений и деформаций в геосферах разного ранга (см. подробнее в [Гончаров и др., 2005]), первый из указанных подходов к трактовке термина «тектоническое течение» имеет несомненное преимущество, поскольку при конвекции вещество не просто «течет», испытывая пластическую деформацию, а «течет в определенном направлении».

Однородность деформации. Этим термином обычно обозначают понятие «однородное поле деформаций». Такое общепринятое сокращенное обозначение иногда приводит к недоразумениям. Например, превращение квадрата при его дву-

мерной деформации в прямоугольник является необходимым, но недостаточным признаком однородной деформации, поскольку при этом остается неизвестным *поле* деформаций *внутри* квадрата. *Однородность* этого поля может быть установлена, если внутренняя квадратная сетка, состоящая из малых квадратов, деформирована таким образом, что все малые квадраты превратились в *одинаковые* прямоугольники (рис. 1, а–б). В качестве примера резко неоднородной деформации можно привести квадратные (в вертикальном сечении) ячейки двумерной валиковой конвекции в горизонтальном слое: периметр ячеек сохраняется неизменным, а их внутренняя квадратная сетка искривляется (рис. 1, в). Это – два крайних случая. Интуитивно ясно, что здесь налицо *разные* масштабные ранги деформации. Попробуем разобраться с этим более детально.

Деформационные ранги, структурные уровни.

Однородная деформация 1-го ранга. Если в приведенном примере с валиковой конвекцией немного усложнить модель, подвергнув конвектирующий горизонтальный слой дополнительному боковому сжатию, то мы обнаружим следующее (см. рис. 1, в–г). Слой состоит из ряда квадратных конвективных ячеек (своеобразной крупной «квадратной сетки»), форма которых превратилась в прямоугольную. Все эти крупные квадраты деформированы одинаково, поэтому деформацию горизонтального укорочения слоя можно считать однородной.

Неоднородная компенсационная деформация 1-го ранга. В то же время, как было упомянуто, внутри каждой ячейки деформация резко неод-

нородна: в нижней части восходящего конвективного потока и в верхней части нисходящего потока господствует обстановка горизонтального сжатия, а в двух остальных частях ячейки (в шахматном порядке) – обстановка горизонтального растяжения (см. рис. 1, в–г). Эти деформации противоположного знака взаимно *компенсируют* друг друга, как по горизонтали, так и по вертикали, обеспечивая сохранение прямоугольной формы периметра ячейки.

Однородная деформация 2-го ранга. Если в рассмотренных ячейках область горизонтального сжатия представлена слоистой средой, то в результате деформации возникает складчатость (рис. 2). Эту деформацию можно считать однородной постольку, поскольку примерно одинакова величина горизонтального укорочения в пределах всех возникших складок.

Неоднородная компенсационная деформация 2-го ранга. Внутри каждой складки деформация резко неоднородна, так как ее крылья испытали вращение в противоположных направлениях (см. рис. 2, большой прямоугольник с центром на осевой плоскости правой антиклинали). В то же время эти деформации крыльев *компенсируют* друг друга, так что зеркало складчатости сохраняет такое же горизонтальное положение, как и слоистость до деформации.

Однородная деформация 3-го ранга. В пределах отдельных крыльев складок пачки слоев испытывают (одновременно с упомянутым выше вращением) однородную деформацию простого сдвига, механизмом которой является смещение слоев друг относительно друга (см. рис. 2, крупный прямоугольник на левом крыле упомянутой антиклинали).

Неоднородная компенсационная деформация 3-го ранга. В пределах отдельных осадочных ритмов на крыльях складок более вязкие (например, песчаные) слои испытывают меньшую деформацию упомянутого простого сдвига, чем менее вязкие (например, глинистые) слои. Этот факт регистрируется по преломлению кливажа, который на предскладчатом этапе был ориентирован по нормали к слоистости (см. рис. 2, мелкий прямоугольник; его крупный план – справа). В то же время так называемая «хорда кливажа» (прямая, соединяющая начало и конец преломленной поверхности кливажа в подошве и кровле осадочного ритма) во время деформации сохраняет параллельность осевой плоскости складки, обеспечивая *компенсацию* недостатка сдвига в более вязких слоях его избытком в менее вязких

слоях. Иногда такая компенсация осуществляется взаимным проскальзыванием смежных слоев, фиксируемым по штрихам скольжения.

Однородная деформация 4-го ранга. Упомянутая деформация простого сдвига осуществляется внутри каждого кливажированного слоя на крыле складки. Одним из ее механизмов является взаимное проскальзывание кливажных микролитонов, которое также иногда фиксируется по штрихам скольжения (см. рис. 2, правая часть).

Неоднородная компенсационная деформация 4-го ранга. Кливажные микролитоны, которые в начале деформации были ориентированы по нормали к слоистости («катеты»), в процессе упомянутого простого сдвига слоя уменьшают свой угол со слоистостью, становясь «гипотенузами», и поэтому неизбежно удлиняются и становятся тоньше. В то же время смежные микролитоны проскальзывают друг относительно друга вдоль разделяющей их поверхности кливажа (своеобразная «микротранспрессия», см. рис. 2, правая часть). Эти две деформации, вызывая резкую неоднородность деформационного процесса в масштабе микролитона, в то же время взаимно *компенсируют* друг друга, обеспечивая однородность простого сдвига всего слоя в целом.

В приведенном примере отчетливо просматривается «иерархическое чередование» геологических тел, «вложенных» одно в другое наподобие игрушечной матрешки: *однородно* деформированные тела чередуются с телами, деформированными *резко неоднородно*. В то же время неоднородная деформация последних организована *компенсационно*, обеспечивая однородность деформации более крупного тела. Характерным свойством однородных уровней деформации является *простота* ее количественного выражения. На неоднородных же уровнях возникают *структурные формы*: антиклинории и синклинории на уровне 1-го ранга, складки на уровне 2-го ранга, преломление кливажа на уровне 3-го ранга, сам кливаж на уровне 4-го ранга.

Пластическая и разрывная деформация. По упомянутой «сопроматной» традиции считается, что, по мере нарастания напряжений, упругая деформация тела переходит, по достижении напряжениями «предела текучести», в пластическую деформацию без разрыва сплошности тела, а затем, по достижении напряжениями «предела прочности», происходит разрывная деформация; это так называемое «вязкое разрушение»; так ведет себя, например, влажная глина. Если же оба названных предела совпадают,

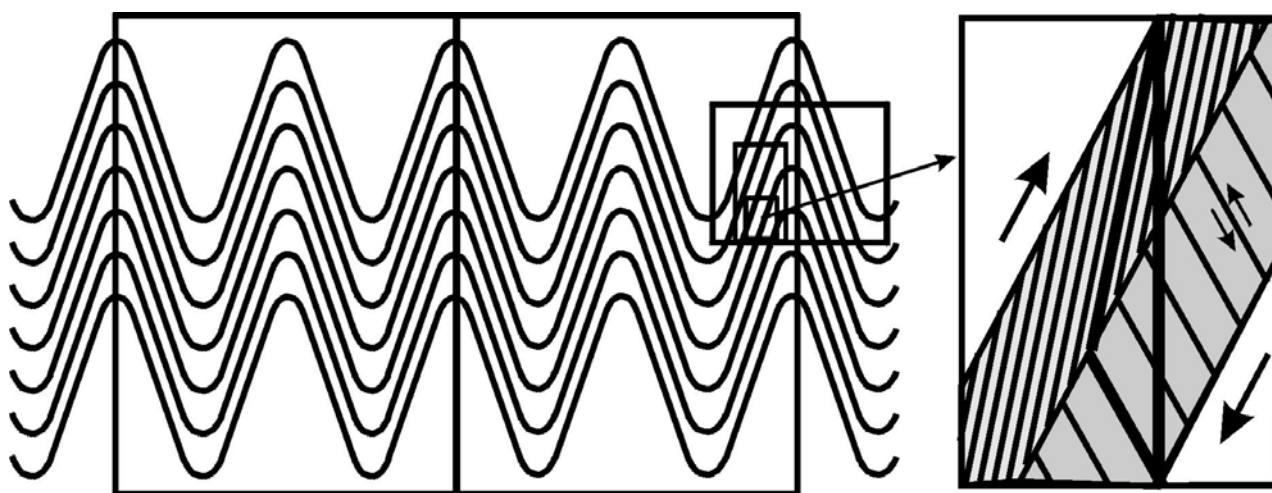


Рис. 2. «Иерархическое чередование» однородных и неоднородных деформаций (пояснения в тексте)

то имеет место так называемое «хрупкое разрушение», минуя этап пластической деформации; простой пример – поведение стекла. Однако понятие о «пределе прочности» нельзя применить в случае *сыпучей* среды, у которой прочность вообще отсутствует. В то же время эксперименты по растяжению слоев из песка показывают, что при увеличении *скорости деформации* вместо равномерного удлинения слоев и уменьшения их мощности происходит формирование сбросов. Песок даже активно используют в последнее время для воспроизведения именно разрывных деформаций. Разрывы сплошности зафиксированы также в «текущих» метаморфических толщах [Эз, 1978]. Поэтому вместо понятия о «пределе прочности» имеет смысл говорить об «энергетической выгоде» относительного перемещения более крупных участков деформируемого тела.

Пластическая деформация тела имеет два аспекта: *факт* деформации и *механизм* деформации.

Факт деформации – это изменение формы тела, т.е. изменение конфигурации его *внешних* границ. При этом, по определению, сплошность тела не нарушается.

Механизм деформации – это совокупность всех перемещений вещества *внутри* тела, обеспечивающая изменение его формы. И чем «грубее» эти перемещения, т.е. чем больше размер перемещаемых частей тела, тем меньше оснований говорить о сохранении сплошности тела. Например, если деформация осуществляется посредством направленной метаморфической перекристаллизации с формированием сланцеватости, то сплошность породы сохраняется даже после слабого удара молотка. А вот если зерна деформируются посредством скольжения вдоль плоскостей спайности, то сплошность зерен нарушается. Такое нарушение происходит при бо-

лее грубом скольжении микролитонов вдоль поверхностей кливажа, при проскальзывании слоев друг относительно друга в процессе складкообразования, при смещении вдоль трещин отдельных «кусков» магматического массива во время его деформации.

Однако все это не означает, что следует отказаться от представления о сохранении сплошности тела при его пластической деформации. Дело в том, что нельзя говорить о деформации *вообще*: всегда следует сопоставлять два ее параметра – размер самого деформируемого тела (L) и размер (l) тех поверхностей, вдоль которых осуществляется взаимное перемещение отдельных частей тела. Здесь возможны три варианта соотношения этих параметров (рис. 3):

1. $L \gg l$. Разрывное нарушение выступает в качестве *механизма* пластической деформации, о чем говорилось выше. Таким нарушением сплошности тела (большого квадрата на рис. 3) можно пренебречь, подобно тому, как можно пренебречь явным нарушением сплошности воды при ее течении, которое имеет место на молекулярном уровне.

2. $L \sim l$. Разрывное нарушение сплошности тела (любой из средних квадратов на рис. 3) выступает в качестве *альтернативы* пластической деформации. В качестве примера можно привести переход вверх по разрезу и (или) по простиранию взброса во флексуру.

3. $L \ll l$. Разрывное нарушение выступает в качестве *координатора* пластической деформации более мелких объемов (мелких квадратов на рис. 3) на его окончаниях. Такая деформация *компенсирует* убывание амплитуды разрывного нарушения вплоть до нуля.

Для такого «трехвариантного» сочетания пластической и разрывной деформации также характерно «иерархическое чередование»: квази-

однородная деформация в телах $L \gg l$, резко неоднородная – в более мелких составляющих их телах $L \sim l$ и снова относительно однородная в еще более мелких телах $L \ll l$. При этом *макси-*

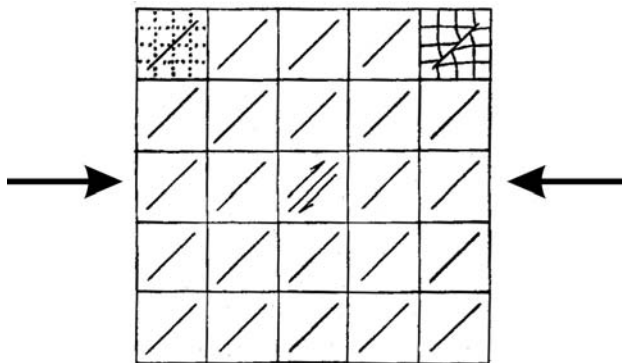


Рис. 3. «Иерархическое чередование» пластической и разрывной деформаций (пояснения в тексте)

мум деформации имеет место в зоне динамического влияния разлома, разрыва или трещины при отсутствии деформации в разделяемых ими блоках, с обеспечением умеренной деформации более крупного тела, составленного из этих блоков. Другими словами, как и в рассмотренном выше случае пластической деформации, отсутствие деформации в блоках *компенсируется* значительной деформацией в межблоковом пространстве.

Еще один аспект рассматриваемой проблемы – разрывная деформация как *экстремальный* случай *неоднородности* деформации. В качестве примера на рис. 4 показан переход, вверх по восстановлению слоев, неоднородной пластической деформации простого сдвига в резко неоднородную разрывную деформацию межслоевого скольжения при выклинивании кливажированного слоя глинистого сланца (серый цвет). Здесь, как и в правой части рисунка 2, «хорда кливажа» (прерывистая вертикальная линия) должна быть параллельна осевой плоскости складки, поскольку она маркирует *генеральную* величину (в данном случае 45°) простого сдвига на крыле складки. Сдвиг же верхнего слоя песчаника (белый цвет) относительно нижнего слоя песчаника обозначен величиной двух верхних стрелок. В нижней части этот сдвиг рассредоточен в слое сланца (пластическая деформация), а в верхней части сосредоточен на границе пришедших в соприкосновение слоев песчаника (разрывная деформация).

Обширную информацию о соотношении пластических и разрывных деформаций в иерархическом аспекте, по результатам как натурных наблюдений, так и физического и математического моделирования, можно почерпнуть в фун-

даментальных монографиях [Разломообразование..., 1991, 1992, 1994; Семинский, 2003].

Иерархическая геодинамика. Все вышесказанное об иерархическом чередовании однородных и компенсационных неоднородных деформаций побудило автора рассмотреть геодинамику с изложенных выше позиций тектонофизики. В результате была создана концепция *геодинамики иерархически соподчиненных геосфер* [Гончаров и др., 2005], положительно воспринятая ведущими специалистами в области геодинамики [Хаин, 2006; Пущаровски Ю.М., Пущаровский Д.Ю., 2007; Шерман, 2007] и получившая дальнейшее развитие [Гончаров, 2006; Хаин, Гончаров, 2006; Хаин, Короновский, 2007].

О соблюдении условий подобия при физическом моделировании тектонических структур.

Как известно, для соблюдения этих условий необходимо иметь оценку значений параметров процесса формирования природных структур. Главными параметрами являются *размер* этих структур, *время* их формирования и *деформационные свойства* среды, в которой эти структуры образуются, в первую очередь *вязкость* (в случае пластической деформации) и *предел прочности* (для разрывных деформаций).

Лучше всего обстоит дело с *размером* структур и вмещающих их геологических тел. Даже если в процессе деформации их размер существенно изменился, то разработан комплекс методов реконструкции первоначальных размеров. Одной из последних, наиболее совершенных разработок такого рода является методика, предложенная Ф.Л. Яковлевым [Яковлев, 1997, 2002].

Менее определенной является оценка *длительности* формирования структур. Например, для складчатости общего смятия обычно принимается оценка в сотни тысяч и миллионы лет, основанная на разнице в абсолютном возрасте осадочных толщ, разделенных угловым несогласием. Однако нет никакой уверенности в том, что данный процесс не является значительно более, на один-два порядка, кратковременным.

Хуже всего обстоит дело с *вязкостью* и *пределом прочности* среды. Например, осадочная толща, представленная слоями песчаника с про слоями глины, состоит преимущественно из зерен кварца – главного породообразующего минерала песчаников. Вязкость и прочность кварца можно определить в лаборатории, используя кристаллы горного хрусталя, хотя и в этом случае это будет оценка всего лишь «мгновенной» (в масштабе геологического времени) вязкости и прочности; «длительную» же вязкость и прочность мы оценить не в состоянии. Однако главный механизм

деформации породы состоит не в деформации кварцевых зерен, а в их взаимном перемещении и сопутствующем вращении при наличии более податливого цемента.

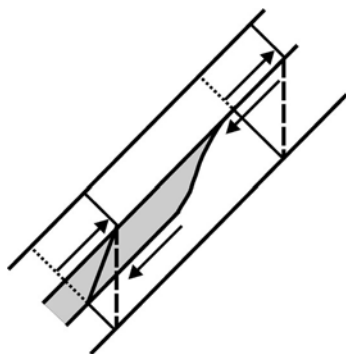


Рис. 4. Разрывная деформация как экстремальный случай неоднородности деформации (пояснения в тексте)

Вязкость и прочность песчаника также можно оценить в лаборатории. Однако это будет «сухая» порода, в то время как в природе она насыщена флюидами, ее зерна подвергаются растворению под давлением с образованием кливажа, вдоль поверхностей которого осуществляется взаимное проскальзывание микролитонов – основной механизм деформации (см. рис. 2, правая часть). Поэтому вязкость и прочность *породы* (песчаника) заведомо значительно ниже, чем таковые у зерна *минерала* (кварца). Еще ниже значения этих деформационных параметров у пачки слоев, поскольку главным механизмом ее складчатой деформации является взаимное проскальзывание слоев (см. рис. 2). По всем вышеназванным основаниям оценка вязкости и прочности верхней мантии, основанная на оценке этих параметров у главного породообразующего минерала – оливина – является заведомо

завышенной.

В этой ситуации неопределенности оценок главных параметров природного структурообразования остаются две возможности.

Во-первых, принятие, в первом приближении, постулата о том, что, особенно в простейших случаях физического моделирования, условия подобия выполняются *автоматически*, независимо от выбора эквивалентного материала [Белоусов, Гончаров, 1991].

Во-вторых, стремление к получению чисто *качественного* результата моделирования, без претензий на *количественную* оценку параметров процесса структурообразования. В данном случае речь идет о том, что можно было бы назвать «структурным подобием». Реально такой подход существовал всегда, хотя многие авторы при этом «прикрывались» количественными расчетами условий подобия как щитом, дающим пропуск к публикации в рецензируемый журнал. Серьезные наметки обоснования принципа «структурного подобия» содержатся в работе [Гинтов, Исай, 1988].

Думается, что, с учетом иерархической соподчиненности структур, о которой говорилось выше, такому подходу принадлежит будущее. При невозможности воспроизвести весь иерархический спектр структур имеет смысл производить *селективное* моделирование структур разного ранга, что рекомендовал еще М.В. Гзовский [Гзовский, 1975].

Заключение. Главная проблема тектонофизики 21-го века – это создание собственной теоретической и понятийной базы, которая, не игнорируя и в нужной мере используя законы физики, в то же время была бы основана на свойствах именно геологической среды, с учетом ее иерархической организации и весьма длительного времени протекания процессов в этой среде. Одним из элементов этой базы может послужить описанное выше *иерархическое чередование однородных и неоднородно-компенсационных деформаций* и разработка соответствующих принципов их компьютерного моделирования и критериев подобия для их физического моделирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В., Гончаров М.А. Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 16-20.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизическое исследование разломов консолидированной коры. Киев: Наук. Думка. 1988. 228 с.
- Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических

- циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3-23.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет». 2005. 496 с.
- Гуревич Г.И. О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе // Изв. АН СССР. Серия геофиз. 1954. № 3. С. 264-279.
- Гуревич Г.И. О «механическом анализе» вопросов тектоники в его традиционном изложении // Тр. Геофиз. ин-та. М.: Изд. АН СССР. 1955. № 31 (158). С. 3-106.
- Лукьянов А.В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
- Проблемы тектонофизики. М.: Гостехиздат. 1960. 364 с.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. О тектоногеодинамической модели Земли нового поколения – обзор проблемы // Геотектоника. 2006. № 3. С. 3-8.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1991. 262 с.
- Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1992. 228 с.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1994. 263 с.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН. Филиал «Гео». 2003. 244 с.
- Хаин В.Е. Важное достижение отечественной науки (рецензия и комментарий к книге «Введение в тектонофизику») // Геотектоника. 2006. № 1. С. 95-96.
- Хаин В.Е., Гончаров М.А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3-24.
- Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля: от ядра до ионосферы: учеб. пособие. М.: Книжный дом «Университет». 2007. 244 с.
- Шерман С.И. Тектонофизика как базовая научная дисциплина в современном обучении геологов и геофизиков // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2007. № 3. С. 66-67.
- Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра. 1978. 192 с.
- Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН. 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 311-332.

СОВРЕМЕННЫЕ И ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЕЧЕНГСКОГО ГЕОБЛОКА И РАЗРЕЗА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Ф.Ф. Горбачевич¹, С.Н. Савченко²

¹ – Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, gorich@geoksc.apatity.ru

² – Горный институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

Горизонтальные напряжения. Известно, что современное напряженное состояние пород Балтийского щита, в основном, формируется раздвижением континентальных плит в районе срединноокеанических рифтовых зон Атлантического и Ледовитого океанов и давлением Африканской плиты на Евразийскую литосферную плиту. Мозаика распределения напряжений европейской части Евразийской плиты определяется ее крупноблоковым строением [Савченко, Козырев, 2002].

Наиболее сложным и интересным объектом на севере Балтийского щита является Печенгский геоблок. В пределах блока располагается ряд медно-никелевых месторождений. На основании анализа разломной тектоники и данных о физико-механических свойствах пород, составляющих массивы Печенгского геоблока [Кольская сверхглубокая, 1984; Кольская сверхглубокая, 1998, Справочник..., 1975] была разработана модель для расчета его напряженного состояния. Расчеты выполнены методом граничных элементов в двухмерной постановке задачи [Савченко, Козырев, 2002]. Ввиду сложного геологического строения массива и геометрии тектонических нарушений, особенно в юго-западной части блока, расчетная модель была несколько упрощена (рис. 1), а физико-механические свойства пород, в пределах блоков более мелкого разбиения, – усреднены.

В результате расчетов установлено, что ориентация максимальных сжимающих напряжений в блоке преимущественно субмеридиональная (рис. 1). Максимальные сжимающие напряжения в направлении северо-восток – юго-запад изменяются незначительно – от $1.1T$ до $1.2T$, а минимальные – от $0.6T$ до $0.9T$, где $T = 50$ МПа.

Распределение напряжений по глубине. Кольская скважина СГ-3, достигшая опережающим стволом глубины 12261 м, является наиболее интересным объектом для изучения распределения напряжений в пределах верхней и средней частей земной коры [Кольская сверхглубокая, 1984; Кольская сверхглубокая, 1998]. Она пройдена в северном крыле Печенгской геосинклинали, сложенной ритмично переслаивающимися вул-

каногенными и туфогенно-осадочными толщами, простирающимися на СЗ $300-310^\circ$ и падающими на ЮЗ под углами $30-50^\circ$. Геологический разрез СГ-3 представлен двумя комплексами: протерозойским и архейским.

Согласно выполненным расчетам [Савченко, Козырев, 2002], в окрестности СГ-3 усредненные главные горизонтальные напряжения близки по величине и равны $\sigma_1 = 1.05T$, $\sigma_2 = 1.11T$, азимут наибольшего сжатия $\approx 320^\circ$. Расчет локального распределения компонент поля напряжений по глубине H был осуществлен с учетом реальной анизотропии массива. Для этого использовали зависимости для деформаций и напряжений в нетронутом массиве, предполагая, что упругая среда обладает симметрией не ниже ортотропной.

Для анизотропных пород технические постоянные определяли по величинам распространения упругих колебаний, определенных на кубических образцах в форме матрицы скоростей V_{ij} [Горбачевич, 1995].

$$\begin{matrix} V_{xx} & V_{yx} & V_{zx} \\ V_{xy} & V_{yy} & V_{zy} \\ V_{xz} & V_{yz} & V_{zz} \end{matrix}, \quad (1)$$

где V_{xx} – скорость распространения продольных колебаний, измеренная в направлении 1-1'; V_{yy} – то же, в направлении 2-2'; V_{zz} – то же, в направлении 3-3', совпадающем с вертикальной осью скважины; V_{yx} – скорость распространения сдвиговых колебаний, измеренная в направлении 1-1' при ориентировке вектора поляризации излучателя в направлении 2-2'; V_{zx} – то же, в направлении 1-1' при ориентировке вектора поляризации в направлении 3-3'. Аналогично обозначены V_{xy} , V_{zy} , V_{xz} , V_{yz} .

Вычисленные значения технических постоянных позволили определить горизонтальные σ_x , σ_y .

Вертикальная составляющая поля напряжений σ_z рассчитывалась путем суммирования произведений плотности породных разновидностей в разрезе СГ-3 на их мощности

$$\sigma_z = g \sum \gamma_i H_i, \quad (2)$$

где g – ускорение свободного падения, γ_i –

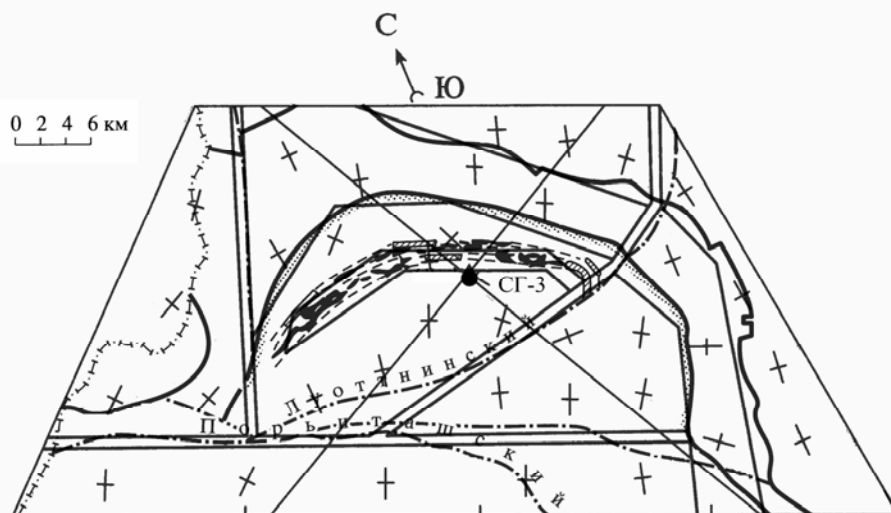


Рис. 1. Схема разбивки Печенгского геоблока на более мелкие блоки и ориентировка действия максимальных и минимальных сжимающих напряжений

плотность породной толщи, H_i – ее высота.

Суммированием результатов по всем свитам и толщам разреза СГ-3 было получено, что средняя величина плотности пород $\gamma = 2.81 \text{ г/см}^3$ [Горбачевич, Ильченко, 1999]. В реальном массиве, помимо вертикальных, обусловленных весом вышележащих пород и горизонтальных напряжений, рассчитываемых по коэффициенту бокового отпора, действуют, как показано на рис. 1, значимые тектонические напряжения. С учетом наличия тектонических напряжений, суммарные горизонтальные напряжения будут равны:

$$\begin{aligned}\sigma_{\tau x} &= -(\tau_x + \lambda_h)\gamma H, \\ \sigma_{\tau y} &= -(\tau_y + \mu_h)\gamma H,\end{aligned}\quad (3)$$

где $\tau_x = T_x/\gamma H$, $\tau_y = T_y/\gamma H$, T_x , T_y – тектонические напряжения, действующие на данной глубине.

Если напряжения, возникающие в нетронutom массиве от веса пород, можно вычислить, используя данные о свойствах пород, то определения величины тектонических напряжений на конкретной глубине возможны лишь на основе экспериментальных определений.

Определенную возможность для оценки $\sigma_{q\tau} = (\sigma_{\tau x} + \sigma_{\tau y})/2$ и соотношения $\sigma_{q\tau}/\sigma_z$ с глубиной представляет применение метода измерений скорости распространения упругих волн сухих и насыщенных водой в образцах глубинных пород [Горбачевич, Ильченко, 1999]. Такие измерения на сухих и насыщенных образцах производили в трех взаимно перпендикулярных направлениях, в вертикальном, совпадающем с осью скважины и в двух горизонтальных.

Для получения дополнительных данных был применен метод [Савченко, 2004], по которому реальную величину горизонтальной компоненты поля современных напряжений оценивали по разнице упругих характеристик глубинного образца, находящегося в нагруженном состоянии, адекватном *in situ* и разгруженном, при лабораторных условиях. Также сравнительно широко известен экспериментальный метод, по которому напряжения в массивах горных пород определяются по степени дискования керна скважин [Hast, 1958]. Этот метод позволил выполнить оценку доли тектонических напряжений и их изменений по глубине скважины СГ-3 [Савченко, 2003].

Сводные результаты определений вертикальной и горизонтальной составляющих поля современных напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой приведены на рис. 2. На этом рисунке представлены расчетные данные определений горизонтальных напряжений, полученные для анизотропной модели без учета тектонических напряжений ($\sigma_q^{\min}$, $\sigma_q^{\max}$, $\Delta\sigma_q = \sigma_q^{\max} - \sigma_q^{\min}$), результаты экспериментальных определений горизонтальных напряжений, полученных по методам насыщения жидкостью (σ_{qe}) и нагружения (σ_{qv}) глубинных образцов [Горбачевич, Ильченко, 1999; Савченко, 2004].

Анализируя сводные данные (рис. 2), отметим, что с учетом тектонических напряжений горизонтальные составляющие поля напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой довольно близки к вертикальным. Определенные по методу насыщения образцов пород среднее отношение σ_{qe}/σ_z в пределах глубин 4.8-10.4 км составляет

примерно 0.68. Полученные по методу нагружения образцов $\sigma_{q\tau}/\sigma_z \approx 0.78$ от поверхности до глубины 11.5 км. Таким образом, реально горизонтальная составляющая поля напряжений по разрезу СГ-3 составляет 0.7-0.8 от величины вертикальных, обусловленных весом вышележащих толщ. Резкие изменения величин σ_{qe} , $\sigma_{q\tau}$ фиксируются в зоне контакта толщ протерозойского и архейского возрастов (6.4-6.9 км) и смены углов падения сланцеватости, пространственной ориентировки элементов упругой симметрии пород (9-9.7 км). Эти изменения, в общем, зарегистрированы как расчетными ($\sigma_q^{\min}$, $\sigma_q^{\max}$, $\Delta\sigma_q$), так и экспериментальными методами (σ_{qe} , $\sigma_{q\tau}$). Если проследить совместно изменения величины $\Delta\sigma_q$ и σ_{qe} , $\sigma_{q\tau}$ можно заключить, что наряду с неоднородностями структуры разреза, упругая анизотропия пород влияет на значения горизонтальной составляющей поля современных напряжений. Разница между величинами горизонтальных компонент поля напряжений, рассчитанных с учетом естественной анизотропии упругих свойств пород до глубин 6 км, не очень значима. При больших глубинах влияние упругой анизотропии пород приводит к значительному возрастанию разницы между компонентами поля напряжений в двух горизонтальных направлениях. На глубинах 9.4–9.7 км, сложенных породами с высокой степенью анизотропии, эта разница будет составлять 25-60 МПа. Рост упругой анизотропии сопровождается синхронными изменениями σ_{qe} , $\sigma_{q\tau}$ в диапазоне 6.4-8.8 км. Резкий скачок величин σ_{qe} , $\sigma_{q\tau}$ в районе глубины 9.7 км также связан с высокой упругой анизотропией пород [Строение..., 2005].

Расчеты, выполненные без учета тектонической составляющей, показали (рис. 2), что среднее соотношение $\sigma_q/\sigma_z \approx 0.40$ по всему разрезу СГ-3. Заметим, что оценку среднего значения σ_q/σ_z можно также вычислить по величинам отношения скоростей V_p/V_s , полученных по результатам вертикального сейсмического профилирования (ВСП), акустического каротажа АК, а также расчетов величин скорости по минеральному составу пород [Сейсмогеологическая модель..., 1997]. Согласно этим данным, в интервале от поверхности до ~12 км средние величины скорости равны $V_p = 6.2$ км/с, $V_s = 3.6$ км/с, что составляет $V_p/V_s = 1.72$. В другой публикации [Digranes et al., 1996] приводится соотношение $V_p/V_s = 1.75$, определенное методом ВСП также в разрезе скважины СГ-3. Учитывая, что коэффициент Пуассона $\nu = (V_p^2/V_s^2 - 2)/(2V_p^2/V_s^2 - 2)$, можно получить оценку отношения $\sigma_q/\sigma_z = 0.33-0.35$. Эта оценка близка среднему соотношению σ_q/σ_z без учета тектонических сил (рис. 2). Сравнение ре-

зультатов показывает, что расчеты, выполненные по разным методикам, основанные на различных исходных данных, дают довольно близкие значения. В итоге, отметим, что тектоническая составляющая поля напряжений, если и влияет на соотношение сейсмических скоростей, получаемых геофизическими методами, то не очень значительно. Оценка соотношения горизонтальной и вертикальной компонент напряжений, выполненная с учетом тектонической составляющей в разрезе СГ-3 и осуществленная независимыми методами определения скорости распространения упругих волн в сухих и насыщаемых флюидом образцах, разницы упругих характеристик глубинного образца в нагруженном состоянии и разгруженном, по параметрам дискования керна дает примерно одинаковые результаты.

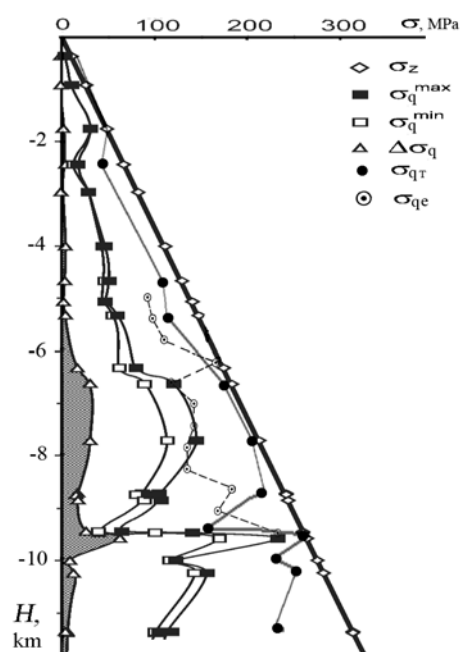


Рис. 2. Зависимости вертикальной и горизонтальной компонент поля напряжений от глубины по разрезу Кольской сверхглубокой скважины СГ-3.

σ_z — вертикальная, $\sigma_q^{\max}$, $\sigma_q^{\min}$ — горизонтальные составляющие поля напряжений, полученные расчетом; $\Delta\sigma_q = \sigma_q^{\max} - \sigma_q^{\min}$; $\sigma_{q\tau}$ — горизонтальная составляющая поля напряжений с учетом действия тектонических сил, оцененных по методу нагружения образцов; σ_{qe} — горизонтальная составляющая поля напряжений с учетом действия тектонических сил, оцененных по методу насыщения образцов

Палеонапряжения. Как показано в работах [Сейсмогеологическая..., 1997; Кольская сверхглубокая, 1998] по азимуту отклонения скважины от вертикали можно судить о пространственном положении плоскости упругой (структурной) анизотропии геологического тела. В свою очередь, положение этой плоскости определяет

параметры отклонения скважин от вертикали. На рис. 3 приведены вынесенные на горизонтальный

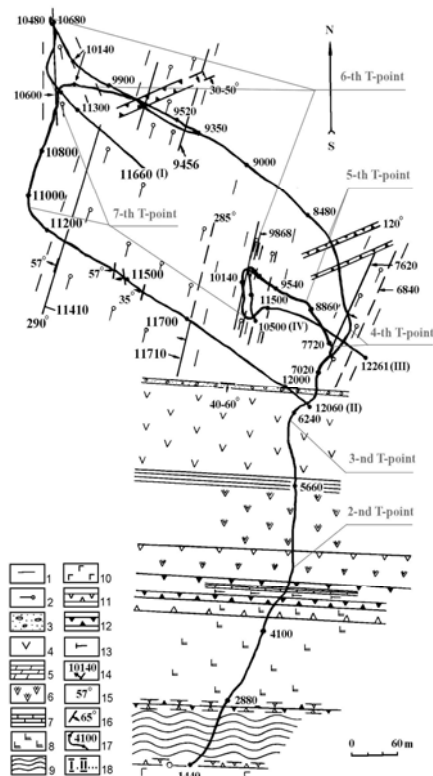


Рис. 3. Траектории стволов Кольской сверхглубокой скважины в проекции на горизонтальную плоскость (Сейсмогеологическая..., 1997)

достигшие различных предельных глубин. Анализируя траектории стволов СГ-3 (рис. 3) и используя вышеприведенное правило, можно прийти к выводу, что на различных глубинах, в пределах различных свит и толщ, плоскость упругой анизотропии пород занимает разное положение. В пределах всего разреза выделяется 10 интервалов (этажей), различающихся параметрами пространственного положения плоскости анизотропии [Кольская сверхглубокая, 1998]. Эти параметры также являются исходными для построений пространственных ориентировок компонент палеонапряжений, поскольку анизотропия пород является результатом действия литостатических и тектонических сил, действующих продолжительное геологическое время [Строение..., 2005; Головатая и др., 2006]. Построенная в соответствии с этим, на рис. 4 представлена модель пространственной направленности палеонапряжений в разрезе Кольской СГ-3. На рис. 4 толщина стрелок, отражающих ориентацию действия главной компоненты палеонапряжений, пропорциональна усредненной величине этой компоненты.

Согласно модели, угол наклона направленности главной компоненты палеонапряжений в отдельных выделенных этажах (рис. 4) находится в пределах 40-65°. Сравнительно небольшой диа-

план траектории четырех стволов Кольской скважины СГ-3, пройденных в разное время, пазон углов падения может быть объяснен, по крайней мере, до глубины 8.6 км, за счет одинакового механизма погружения и наклона свит и толщ при формировании Печенгской синклинали.

Результаты анализа направленности действия палеонапряжений указывает на неоднократное изменение векторов действия сил в процессе формирования протерозойских и архейских пород. Судя по параметрам упругой анизотропии, протерозойская часть разреза СГ-3, за исключением рудного интервала 1.7-1.9 км, и зоны Лучломпольского разлома (Горбацевич и др., 2000), формировалась при сравнительно спокойном палеотектоническом режиме и слабых горизонтальных силах (1-4 этажи). Заметная анизотропия, зарегистрированная в пределах 5 этажа образована направлением действия палеосил в меридиональном направлении. В пределах 6 этажа направление действия этих сил повернуто, по сравнению с вышележащим, на 37° к востоку. Самая значительная анизотропия и, соответственно, самые большие палеонапряжения

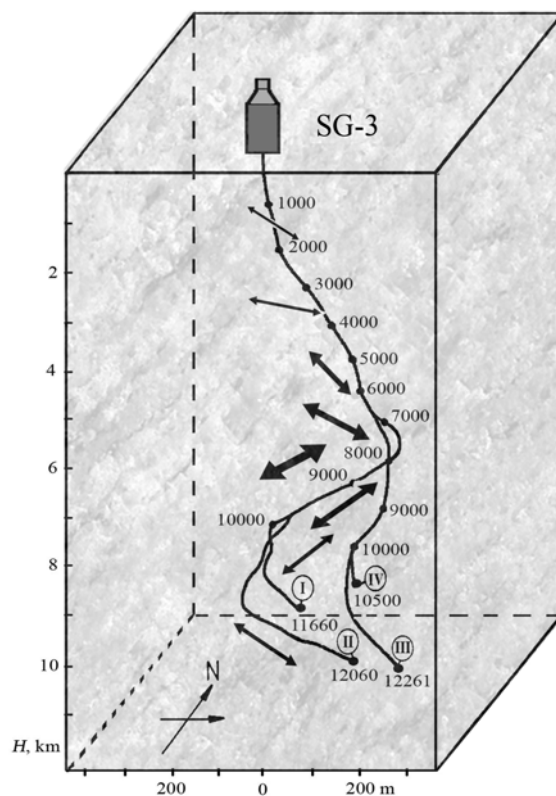


Рис. 4. Объемная модель траекторий стволов Кольской сверхглубокой скважины СГ-3.

Стрелками обозначены направления действия главной компоненты палеонапряжений. Толщина стрелок пропорциональна усредненной величине этой компоненты

действовали в направлении ЮВ 170°. Их направление было отлично от направления палеосил 6

этажа на 47° . Направление палеосил 8 этажа отличается от направления 7 этажа на 40° . Очень резкое отличие направления действия палеонапряжений наблюдается на 9 этаже. Оно действовало практически под прямым углом к направлению этих сил на 7 и 8 этаже. Направленность палеосил в пределах 10 этажа близка к направлению действия палеонапряжений на 7 и 8 этаже. Изменчивость направлений от этажа к этажу является также свидетельством в пользу именно палеонапряжений, так как главное направление поля современных напряжений (рис. 1), должно выдерживаться по глубине.

Анализ положения структурно-анизотропных этажей, позволяет заметить, что их границы, как правило, не совпадают с границами свит и толщ в пределах протерозойского и архейского комплексов. Они, скорее всего, определяются элементами залегания поверхностей анизотропных геологических структур. На глубинах ~ 4.4 и ~ 10.2 км по вертикали от устья скважины происходит существенная смена палеотектонических режимов с изменением направленности палеосил

и деформаций. Смена палеотектонического режима на глубине ~ 4.4 км связана с процессами образования Лучломпольского разлома.

Построенная на основе пространственно разнесенных стволов, граница между 8 и 9 этажами, как и более глубокая, между 9 и 10 этажами, включает толщи пород, в пределах которых зафиксированы существенно иные характеристики падения и простирания, чем на вышележащих этажах.

Таким образом, начиная с 9 этажа (глубина ~ 10.2 км) параметры палеогеодинамического режима, сформировавшие структурно-анизотропные характеристики пород, существенно отличались от тех, которые действовали в толщах и свитах вышележащего массива. Полученные поэтажные характеристики действия палеонапряжений по уникальному разрезу СГ-3, совместно с геохронологическими данными, по нашему мнению, представляют определенный интерес не только для реконструкции региональной палеогеодинамики, но и для анализа палеотектоники древних континентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раздвижение континентальных плит в районе срединноокеанических рифтовых зон Атлантического и Ледовитого океанов и давление Африканской плиты на Евразийскую литосферную плиту обуславливает современную геодинамику массивов северо-восточной части Балтийского щита и Печенгского геоблока. В пределах Печенгского геоблока максимальные сжимающие напряжения в направлении северо-восток – юго-запад изменяются незначительно в пределах ~ 50 – 60 МПа, а минимальные – от 30 до 40 МПа. Ориентация максимальных сжимающих напряжений в блоке преимущественно субмеридиональная. В окрестности Кольской сверхглубокой (СГ-3) усредненные главные горизонтальные напряжения почти равны и составляют ~ 50 МПа. Азимут наибольшего сжатия близок к 320° .

Расчеты, выполненные для изотропной и анизотропной моделей (без учета тектонической составляющей, на примере СГ-3) показывают, что неоднородности упруго-механических свойств пород, их упругая анизотропия, существенно влияют на распределение величин горизонтальной компоненты поля современных напряжений на глубинах 6.4–9.7 км. Вертикальная компонента поля напряжений определяется весом вышележащих пород. Получено, что для изотропной модели соотношение горизонтальной к вертикальной компоненте составляет в среднем 0.40. Оценка этого соотношения по результатам вертикального сейсмического профилирования аку-

стического каротажа, а также расчетов величин скорости по минеральному составу пород дает близкую величину (0.33–0.35).

В результате экспериментальных определений получено, что в окрестности Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 горизонтальные тектонические напряжения изменяются от ~ 10 МПа вблизи поверхности до ~ 120 МПа на глубине 11.5 км. Среднее отношение действующих горизонтальных напряжений (включающих величину бокового отпора, возникшего при действии вертикальной компоненты, и тектоническую составляющую) к вертикальным составляет величину 0.7–0.8. С учетом тектонических напряжений, горизонтальная составляющая поля напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой, в среднем, довольно близка к вертикальной. Полученные величины отношения горизонтальных компонент поля напряжений к вертикальным в разрезе СГ-3 подтверждают высказанную еще в 19 веке швейцарским геологом А. Геймом [1878] гипотезу о приближении к гидростатическому распределению напряжений на больших глубинах.

Палеонапряжения в геодинамике Печенгского геоблока играли существенную роль. На это указывает сложная геология, метаморфизм пород протерозойского и архейского возраста, наличие Луоттинского, Порьиташского и Лучломпольского разломов. В вертикальном разрезе Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 залегают породы, характеризующиеся различным соста-

вом, типом регионального и дислокационного метаморфизма, гранитизации, элементами пликативной и дизъюнктивной тектоники.

В пределах всего разреза СГ-3 выделено 10 интервалов (этажей), различающихся параметрами пространственного положения плоскости структурной анизотропии, упруго-анизотропными свойствами пород. Судя по параметрам упругой анизотропии, протерозойская часть разреза СГ-3, за исключением рудного интервала 1.7-1.9 км и зоны Лучломпольского разлома формировалась при сравнительно спокойном палеотектоническом режиме и слабых горизонтальных силах. В архее происходили значительные геодинамические события, связанные, скорее всего, с циклом Кольско-беломорского метаморфизма. Отдельных этапов цикла отличались как по интенсивности, так и по направленности действия тектони-

ческих сил. Угол наклона направленности главной компоненты палеонапряжений в отдельных выделенных этажах находится в пределах 40-65°. Сравнительно небольшой диапазон углов падения может быть объяснен, по крайней мере, до глубины 8.6 км, за счет одинакового механизма погружения и наклона свит и толщ при формировании Печенгской синклинали. Из полученных результатов следует, что структура и анизотропия пород, возникшая в период этих этапов, не была изменена палеогеодинамикой более поздних этапов.

Авторы выражают благодарность О.С. Головатой, В.Р. Ветрину и Ю.П. Смирнову за часть предоставленных материалов и полезные консультации. Работа выполнена по гранту Российского Фонда фундаментальных исследований № 07-05-00100.

ЛИТЕРАТУРА

- Головатая О.С., Горбацевич Ф.Ф., Керн Х., Попп Т. Свойства некоторых пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины при изменении РТ-параметров // Физика Земли. 2006. № 11. С. 3-14.
- Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1995. 204 с.
- Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л. Оценка параметров деформирования пород и поля современных напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) // Российский геофизический журнал. 1999. № 13-14. С. 61-71.
- Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Головатая О.С., Смирнов Ю.Р., Керн Х., Попп Т., Смитсон С., Ай Е., Христенсен Н. Упругая анизотропия некоторых пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины, определенная в лабораторных условиях и условиях, смоделированных *in situ* // Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м (ред. Ф.П. Митрофанов, Ф.Ф. Горбацевич). Апатиты: Изд. Полиграф. 2000. С. 139-143.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Под ред. Козловского Е.А. М.: Недра. 1984. 490 с.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под ред. Орлова В.П., Лаврова Н.П. М.: МФ «Технонефтегаз». 1998. 260 с.
- Савченко С.Н. Оценка величины горизонтальных тектонических напряжений по данным кернового бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2003. № 4. С. 19-26.
- Савченко С.Н. Оценка напряженного состояния пород в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2004. № 1. С. 27-34.
- Савченко С.Н., Козырев А.А. Исследование напряженного состояния массива горных пород вблизи Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. 2002. № 2. С. 163-174.
- Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы. Лапландско-Печенгский район. Под ред. Шарова Н.В. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1997. 226 с.
- Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / Под ред. Протодяконова М.М. М.: Недра. 1975. 279 с.
- Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Шарова Н.В., Митрофанова Ф.П., Вербы М.Л., Гиллена К.. Петрозаводск: Изд. КНЦ РАН. 2005. 318 с.
- Digranes P., Kristoffersen Y., Karajev N. An analysis of shear waves observed in VSP data from the superdeep well at Kola, Russia // Geophys. J. Int. 1996. 126. P. 545-554.
- Hast N. The measurement of rock pressure in mines // Sver. Geol. undersokn. Ser. C. 1958. 560. P. 1-183.
- Heim A. Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel. 1878.

ПРИНЦИП МИНИМИЗАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОЙ ЭНЕРГИИ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ

М.М. Довбнич

Национальный горный университет, Днепропетровск, dovbnichm@nmu.org.ua

Напряженно-деформированное состояние является одной из важнейших характеристик тектоносферы, определяющей развитие большинства тектонических и геодинамических процессов. Геологическая среда подвержена воздействию механических силовых полей различной природы и как следствие находится в некотором напряженно-деформированном состоянии. В общем случае в любой точке среды действует три независимых силовых поля: литостатическое, обусловленное весом вышележащих пород, тектоническое, связанное с тектоническими процессами и силовое поле, связанное с космогоническими факторами. Такое разделение весьма условно: как будет показано ниже, влияние некоторых космогонических факторов настолько велико, что тектонические процессы невозможно рассматривать неразрывно от них.

Цель настоящей работы – обсуждение результатов оценки напряженного состояния тектоносферы, обусловленного космогоническими и тектоническими факторами, на основе анализа отклонений от равновесного состояния вращающейся Земли.

На 27-й сессии Международного Геологического Конгресса К.Ф. Тяпкиным была предложена новая модель равновесного состояния вращающейся Земли, названная *геоизостазией* [Тяпкин, 1984]. Физико-математической основой данной концепции является принцип минимизации гравитационной энергии. Данный принцип неоднократно использовался исследователями [Клушин, 1963; Шен, 1991; Кузнецов, 2006] для объяснения внутренней структуры Земли, ее эволюции и протекания геологических процессов.

Согласно В.В. Кузнецову [Кузнецов, 2006], кратко остановимся на основных положениях принципа минимизации гравитационной энергии. Принцип минимизации гравитационной энергии планеты и его роль в процессах, происходящих на поверхности планеты, заключается в том, что площадь фазовой поверхности стремится быть минимальной. В нашем случае фазовой поверхностью является поверхность геоида. Выполнение данного принципа приводит к минимизации площади физической поверхности планеты. Если не учитывать вращение Земли, выполнение условия равновесия её поверхности, следующего из соблюдения принципа минимизации гравитационной энергии, приводит к стремлению Земли принять форму шара. Если учесть вращение, то равновес-

ной формой будет эллипсоид вращения. Земля достигнет гидростатического равновесия в тот момент, когда отклонение геоида от эллипсоида в целом по Земле окажется равным нулю. Следовательно, Земля, эволюционируя, стремится минимизировать высоту аномалии геоида. Иначе, Земля стремится достичь гидростатического равновесия, при котором её равновесная форма примет форму эллипсоида, с величиной сжатия $\approx 1/298$.

На сегодняшний день можно считать окончательно установленным, что Земля находится в состоянии, близком к состоянию гидростатического равновесия вращающейся, неоднородной по радиусу жидкости. При этом в качестве критерия уравниваемости Земли могут служить как отклонения геоида от эллипсоида обусловленные неоднородностями тектонической природы внутри планеты, так и деформации фигуры планеты, возникающие под действием вариаций скорости вращения, изменения положения оси вращения в теле Земли, лунно-солнечных приливов и пр. Поскольку существуют отклонения, то в соответствии с принципом минимизации гравитационной энергии, должны существовать и силы, стремящиеся выровнять эти неоднородности, привести их в соответствие с фигурой равновесия. Как следствие в тектоносфере планеты будут возникать и напряжения. Очевидно, что закон распределения напряжений будет определяться функцией отклонения геоида от соответствующего ему эллипсоида. Имея данные о величине нарушения геоизостазии в пространстве и времени, можно оценить величины напряжений в тектоносфере, связанные с этими нарушениями.

В работах [Тяпкин, Довбнич, 2002; Довбнич, 2008] рассмотрены два подхода расчета полей напряжений в тектоносфере, обусловленных нарушением геоизостазии. Первый подход позволяет рассчитывать напряжения в вязко-упругой тонкой оболочке, и может быть использован при анализе длиннопериодных во времени процессов, для которых оказывается невозможным пренебрегать процессами ползучести и релаксации; данный подход имеет и свои недостатки, заключающиеся в ряде серьезных допущений и ограничений относительно оценки напряженного состояния. Во втором подходе реализован алгоритм, позволяющий анализировать все элементы тензора напряжений, но, в силу более сложной реализации, не дающий, на сегодняшний день, возмож-

ности расчета в рамках вязко-упругих моделей, что допускает его использование лишь при анализе короткопериодных во времени процессов.

Важным вопросом при расчете напряжений является определение численных значений физико-механических параметров тектоносферы. В случае длиннопериодных во времени процессов (вековое затухание скорости вращения и вековой дрейф оси вращения), расчеты выполнялись в рамках вязко-упругой среды, в реологическом отношении ведущей себя как тело Максвелла с

вязкостью 10^{24} Па с. Для короткопериодных процессов ползучестью и релаксацией пренебрегалось, использовалось упругое решение. При этом были приняты следующие значения упругих модулей: модуль Юнга $E = 10^{11}$ Па, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$. Ниже, не останавливаясь на деталях, используемых подходов, рассмотрим особенности, получаемого при расчетах, напряженного состояния тектоносферы геоизостатической природы, связанные с космогоническими и тектоническими факторами.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ КОСМОГОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Современные астрономические и геодезические наблюдения регистрируют вариации скорости вращения и изменения положения оси вращения в теле Земли. Палеомагнитные, палеоклиматические и палеонтологические исследования свидетельствуют о вековом затухании скорости вращения и дрейфе оси вращения в геологиче-

ском прошлом. При изменении ротационного режима Земля вынуждена менять свою форму, приспосабливаясь к новому ротационному режиму [Тяпкин, 1998]. Наряду с вариациями ротационного режима, определенные изменения фигуры Земли будут вызывать лунно-солнечные приливы.

ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ И ДРЕЙФ ОСИ ВРАЩЕНИЯ В ТЕЛЕ ЗЕМЛИ

В ходе векового линейного затухания скорости вращения Земли, вызванного приливным трением и проявляющимся в удлинении суток на $2 \cdot 10^{-5}$ с/год, поле напряжений в тектоносфере будет характеризоваться следующими особенностями. При принятом затухании угловой скорости процесс накопления напряжений продолжается $\approx$ до 1 млн. лет, после чего напряжения за счет процессов релаксации не увеличиваются, создавая в тектоносфере постоянное во времени поле напряжений ($\sim 10^5$ Па). При этом в верхней оболочке планеты возникает три зоны: две растяжения ($+90^\circ \div \approx +35^\circ$, $-90^\circ \div \approx -35^\circ$) и одна сжатия ($\approx -35^\circ \div \approx +35^\circ$). Максимальные растягивающие напряжения будут на полюсах, а сжимающие на экваторе.

В современную эпоху отмечаются разного периода отклонения земных суток от эталонных с максимальной амплитудой ± 0.003 - 0.004 с.

Анализ полей напряжений, возникающих при этом, и полученных в результате упругого решения, позволяет утверждать, что, как и в случае векового затухания скорости вращения, будут иметь место равные широтные и меридиональные напряжения сжатия-растяжения, зоны сжатия и растяжения также будут граничить по широте $\pm 35^\circ$ (рис. 1). При решении задачи в рамках упругой модели, что допустимо для короткопериодных процессов, появляется возможность оценки вертикальных касательных напряжений. Как видно из рисунка 1, горизонтальные напря-

жения сжатия-растяжения достигают $4 \cdot 10^2$ Па и имеют максимальные значения на полюсах и экваторе; касательные – $0.8 \cdot 10^2$ Па, достигают максимальных значений на широте $\pm 45^\circ$.

В случае векового дрейфа оси вращения в меридиональной плоскости в двух квадрантах верхней оболочки планеты возникают зоны сжатия, а в двух других – растяжения. На процесс накопления напряжений в верхней оболочке планеты существенное влияние, наряду с угловым перемещением оси вращения в теле Земли, оказывает скорость перемещения. Результаты расчетов позволяют сделать следующее заключение: для современного эллипсоида при скоростях дрейфа $> 1.8^0$ /млн. лет напряжения достигнут величины $\geq 10^7$ Па при угловом перемещении оси вращения Земли $\approx$ на 1° в плоскости меридиана. Характерно, что такие скорости дрейфа подтверждаются как данными косвенных, так и прямых измерений.

Моделирование полей напряжений, возникающих под действием периодических изменений положения географических полюсов – чандлеровских и годовых колебаний, выполнялось в рамках упругой модели тектоносферы.

Качественно распределение, возникающих при этом напряжений не будет отличаться от картины распределения напряжений, обусловленных вековым дрейфом оси вращения. При смещении полюсов на 0.5^0 , в тектоносфере будут возникать горизонтальные напряжения сжатия-растяжения

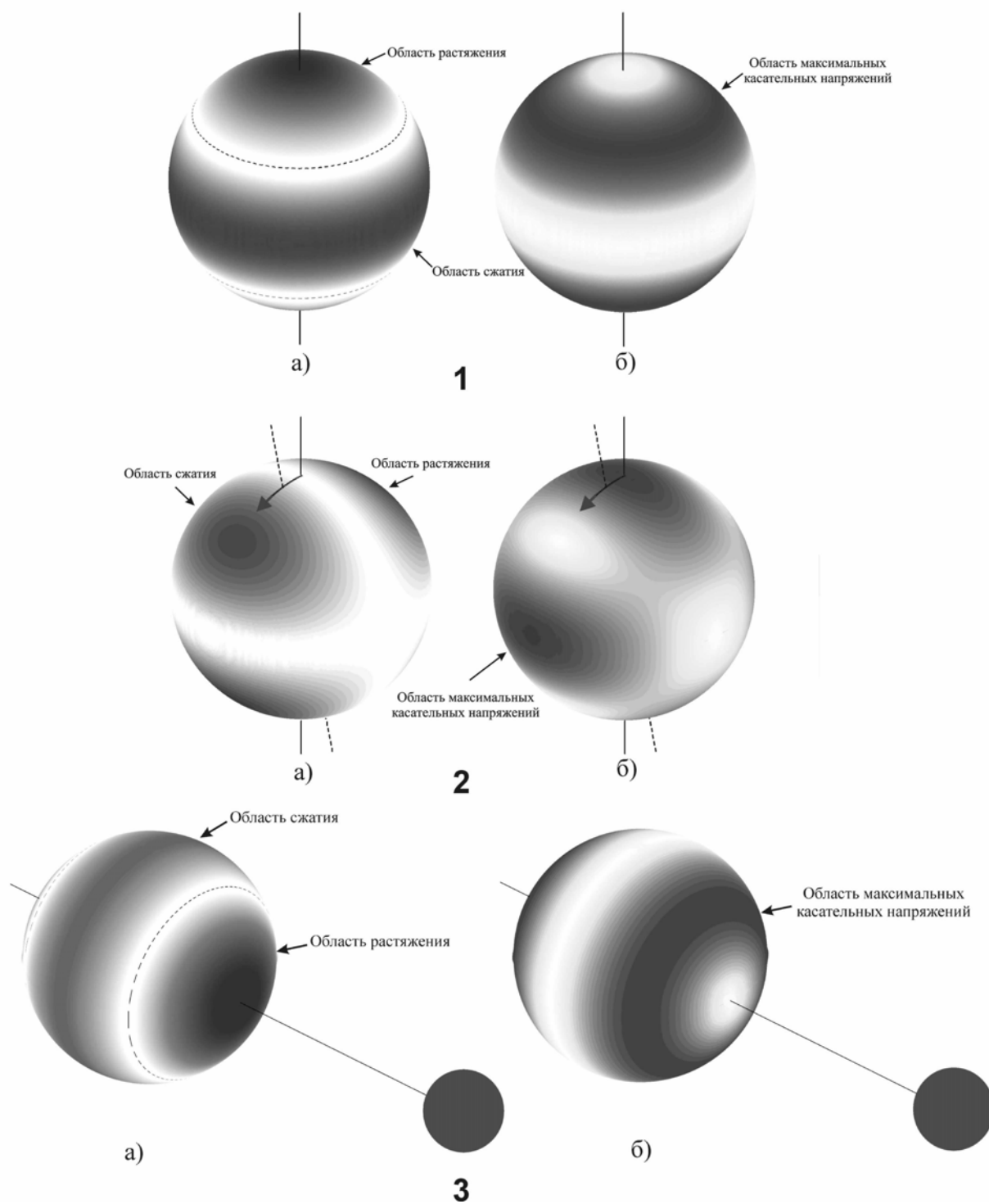


Рис. 1. Схемы распределения в тектоносфере напряжений сжатия-растяжения (а) и касательных напряжений (б), обусловленных космогоническими факторами: 1 – затухание скорости вращения Земли; 2 – дрейф оси вращения в теле Земли; 3 – приливное воздействие

до $3 \cdot 10^3$ Па. Для рассматриваемой величины дрейфа максимальные касательные напряжения будут достигать величины $0.8 \cdot 10^3$ Па, и будут приурочены к областям сочленения зон сжатия и растяжения.

Лунно-солнечные приливы. В случае лунно-солнечных приливов для оценки степени нарушения равновесного состояния вращающейся Земли использовалась статическая теория приливов [Мельхиор, 1998]. Расчет приливного возмущения, вызванного Луной и Солнцем, показывает, что величина приливов и отливов не одинакова. Для Луны уровенная поверхность поднимается максимум на 0.356 м и опускается максимум на 0.178 м. Для Солнца соответственно 0.164 м и 0.82 м. На рисунке 1 представлены результаты расчетов напряженного состояния тектоносферы, возникающего под действием приливов. Как показывают результаты расчетов, максимальные растягивающие приливные напряжения под влиянием Луны имеют величину $2.24 \cdot 10^4$ Па, сжимающие напряжения – $1.12 \cdot 10^4$ Па, максимальные вертикальные касательные напряжения

– $0.42 \cdot 10^4$ Па. Для солнечных приливов: максимальные растягивающие напряжения имеют величину $1.03 \cdot 10^4$ Па, сжимающие напряжения – $0.51 \cdot 10^4$ Па, максимальные вертикальные касательные напряжения – $0.19 \cdot 10^4$ Па.

Выполненные расчеты позволяют сделать заключение о величинах напряжений, возникающих при вариациях ротационного режима и лунно-солнечных приливах. Наибольший вклад в напряженное состояние земной коры оказывает вековое смещение оси вращения в теле Земли (10^7 Па), затем вековое затухание скорости вращения Земли (10^5 Па), далее лунно-солнечные приливы (10^4 Па), чандлеровские и годовичные колебания полюса (10^3 Па) и короткопериодные вариации скорости вращения (10^2 Па).

Безусловно, полученные результаты сильно зависят от выбора механической модели тектоносферы и ее физико-механических параметров, а также допущений сделанных при выполнении расчетов. Тем не менее, они позволяют дать ответ о роле космогонических факторов в тектогенезе Земли.

АНОМАЛИИ ГЕОИДА И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ

В качестве исходных данных для расчета напряжений в тектоносфере, обусловленных нарушением геоизостазии, проявляющимся в виде аномалий геоида, использовались данные спутниковой гравиметрии – проект *GRACE*. В работе [Довбнич, 2007] автором выполнен анализ структуры и возможной природы аномалий геоида, полученных в результате спутниковых наблюдений. Показано, что аномалии геоида представляют собой суперпозицию трех составляющих, вызванных различными причинами. При выполнении настоящих исследований расчет полей напряжений был выполнен на основе “высоко-частотной” составляющей аномалий геоида, так как именно в этих аномалиях, по мнению автора, находят отражение тектонические процессы, протекающие в верхних частях тектоносферы, представляющие интерес как при решении теоретических, так и прикладных вопросов.

Расчеты выполнялись для упругой модели тектоносферы. Данные напряжения являются индикатором тектонических напряжений, возникающих вследствие действия тектонических сил, повлекших за собой возникновение плотностных неоднородностей в земной коре и мантии, проявляющихся в виде нарушений геоизостазии. В работе не предполагается анализ роли горизонтальных и вертикальных движений в геотектонике. В то же время, необходимо отметить, что наиболее существенные нарушения геоизостазии происходят при субвертикальных тектонических перемещениях, как следствие, гео-

изостатические напряжения отражают главным образом именно эту компоненту тектонических движений.

С целью оценки тектонической и геодинамической позиции полей напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии, было выполнено их сопоставление с полями напряжений, полученными в рамках проекта *World stress map*. Как видно из рис. 2, области аномально высоких тектонических напряжений, выделяемые независимыми методами, тесным образом коррелируются с аномалиями полей напряжений геоизостатической природы, более того, близка ориентировка осей действия напряжений. Подобная зависимость в очередной раз подтверждает связь полей напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии с тектоническими процессами, вызывающими нарушение равновесного состояния физической поверхности вращающейся Земли, а фактически — тектоническими напряжениями.

Не менее интересным природным явлением, отражающим степень тектонических напряжений, действующих в тектоносфере, является сейсмичность. Исходя из самых общих предположений, должна существовать связь между выделившейся сейсмической энергией и удельной энергией упругих тектонических деформаций. Как отмечалось выше, геоизостатические деформации и напряжения являются отражением тектонических деформаций и напряжений, следовательно, между энергией сейсмических событий и удельной энергией упругих геоизостатических

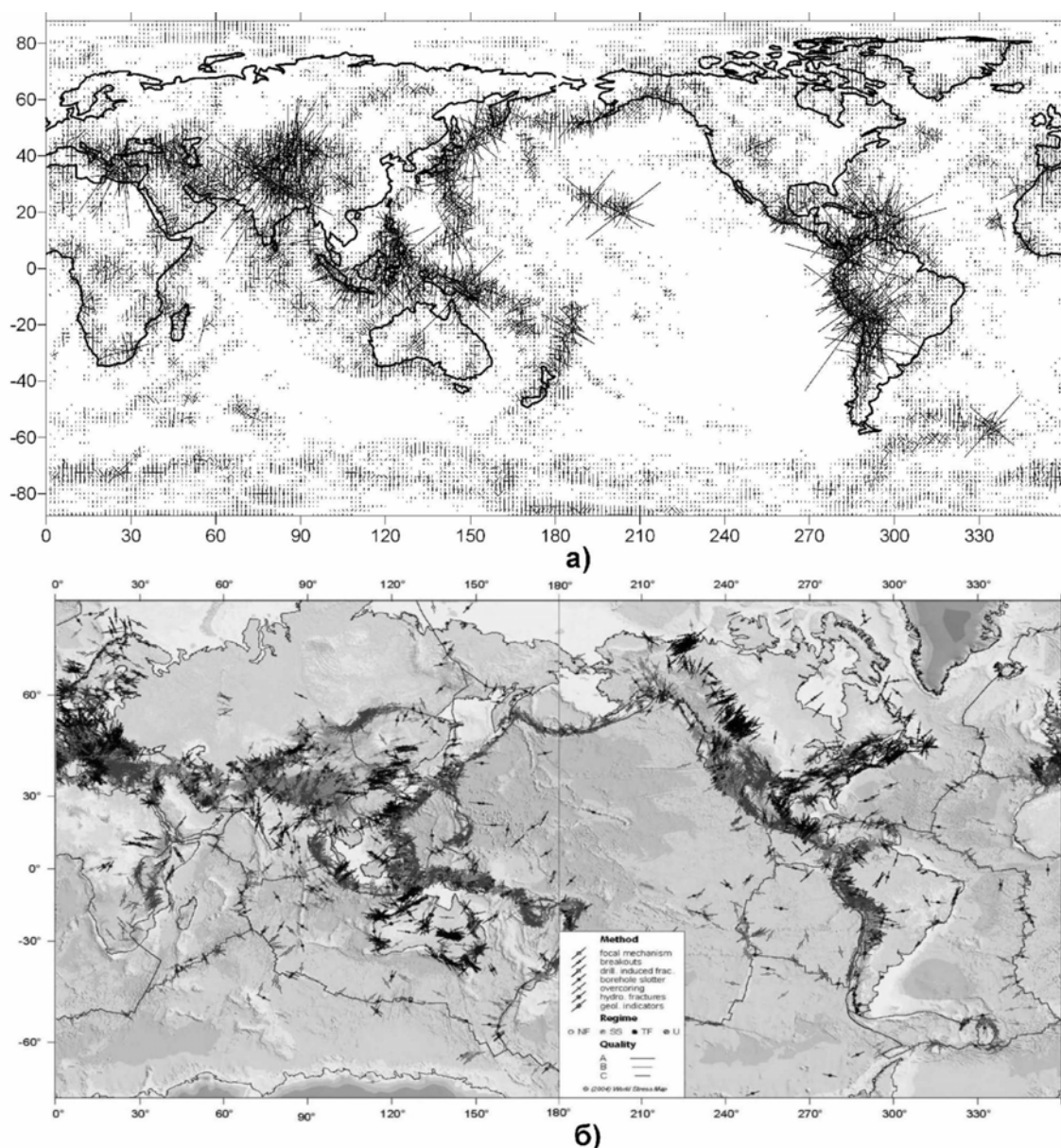


Рис. 2. Сопоставление осей действия горизонтальных геоизостатических напряжений (а) с осями напряжений, полученными в рамках проекта World stress map (б)

деформаций также должна существовать связь. Сопоставление сейсмической энергии, выделившейся с 1973 по 2003 г (по материалам каталога сейсмических событий *National Earthquake Information Center*) с энергией упругих деформаций, расчет которой не составляет труда на основе элементов тензора напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии, подтверждает сделанное допущение (рис. 3).

Необходимо отметить, что более детальный анализ связи сейсмических событий с геоизостатическими напряжениями, свидетельствует о том, что большинство землетрясений произошло в областях аномально высоких касательных напряжений. Закономерности, установленные на планетарном уровне, подтверждаются и при анализе геоизостатических напряжений для отдель-

ных регионов [Довбнич, Тяпкин, 2006; Довбнич, 2006]. Сказанное выше позволяет утверждать, что расчет и анализ полей напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии, представляет интерес как при решении теоретических, так и практических вопросов. Безусловно, при тектонических и геодинамических построениях необходим комплексный анализ всей совокупности имеющихся геолого-геофизических данных, в которой напряженное состояние тектоносферы геоизостатической природы выступает как одна из характеристик. Есть все основания полагать, что использование полей напряжений как дополнительного признака повысит информативность и геологическую содержательность таких построений.

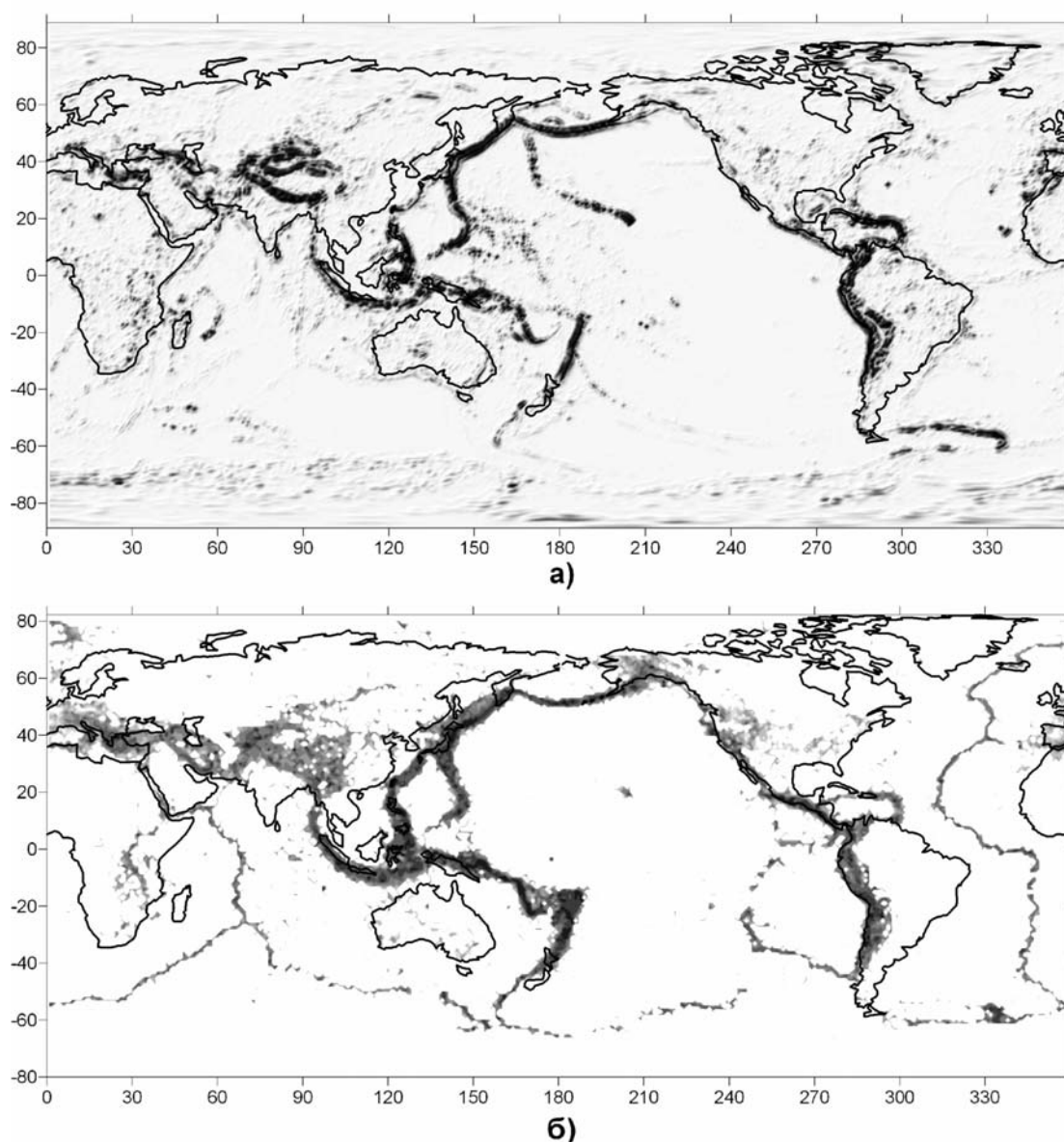


Рис. 3. Сопоставление энергии упругих геоизостатических деформаций (а) с сейсмической энергией, выделившейся с 1973 по 2003 гг. (б)

ЛИТЕРАТУРА

- Тяпкин К.Ф. Новая модель изостазии Земли // 27 сессия МГК: Тез. докл. М.:1984. С. 438-439.
- Клушин И.Г. Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия // Записки Ленинградского горного института. 1963. Т. XLVI, вып. 2. С. 33-50.
- Шен Э.Л. Типы внутренней структуры Земли и возможные схемы эволюции Земли и планет // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 2. С. 18-25.
- Кузнецов В.В. Физика Земли: обоснование и разработка модели «горячей» Земли. ИКИР, Камчатка: 2006. 465 с.
- Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М. О напряжениях, возникающих в тектоносфере в результате изменения ротационного режима упруговязкой Земли // Геофизический журнал. 2002. № 2. С. 52-60.
- Довбнич М.М. Нарушение геоизостазии и напряженное состояние тектоносферы // Геофиз. журн. 2008. № 4. С. 123-132.
- Тяпкин К.Ф. Физика Земли: Учебник. К.: Вища шк. 1998. 312 с.
- Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир. 1968. 482 с.
- Довбнич М.М. Разночастотные составляющие аномалий геоида, их структура и природа // Геофизический журнал. 2007. № 5. С. 201-212.
- Довбнич М.М., Тяпкин К.Ф. Отражение геодинамики Черноморской впадины в полях напряжений, обусловленных нарушением геоизоста-

зии // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2006. № 4. С. 21-30.

Довбнич М.М. Количественная оценка полей напряжений, обусловленных нарушением геоизо-

стазии, их связь с сейсмичностью // Межвед. науч.-техн. сборник: Строительство в сейсмических районах Украины. 2006. С. 288-296.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

А.А. Козырев, С.Н. Савченко

Горный институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Мурманская обл., kozar@goi.kolasc.net.ru

Многочисленными исследованиями отечественных и зарубежных ученых установлен факт широкой распространенности тектонических напряжений в верхней части земной коры как в изверженных кристаллических породах, так и в осадочном (метаморфизованном) комплексе пород.

М.В. Гзовским в 1954 году впервые было введено понятие «тектонические поля напряжений» [Гзовский, 1954а; Гзовский, 1954б], им же в этот период предложен метод реконструкции палеонапряжений (ориентировки главных напряжений) по геологическим данным о трещинных структурах.

По данным экспериментальных определений в породах кристаллического и складчатого фундамента горизонтальные напряжения превышают вертикальные в 60% случаев, в осадочных породах – в 15-20%. Причем это превышение может достигать до 5-10 раз и именно горизонтальные напряжения определяют особенности проявления горного давления и устойчивость конструктивных элементов систем разработки месторождений полезных ископаемых и комплексов различных подземных выработок.

Принципиально меняется понятие «глубокие рудники», поскольку динамические проявления горного давления отмечаются уже на глубине 200-300 м.

В настоящее время получили признание две концепции о формировании поля напряжений в верхней части земной коры. Согласно первой естественное поле напряжений определяется действием гравитационных и остаточных напряжений, связанных с генезисом формирования массивов. Остаточные напряжения рассматриваются как самоуравновешивающиеся компоненты напряжений при отсутствии действия внешних сил. Исходя из предположения о взаимосвязи остаточных напряжений с условиями формирования массивов, следовало бы ожидать, что в течение длительных геологических периодов времени эти напряжения должны были бы прорелаксировать.

Согласно второй концепции суммарное поле напряжений в массиве определяется совместным действием гравитационного и тектонического полей, соотношение между которыми меняется в значительных пределах. Тектонические поля на-

пряжений связываются с современными движениями плит и блоков земной коры.

Условия и закономерности проявления тектонических напряжений весьма разнообразны. Параметры поля напряжений в массиве характеризуются большой изменчивостью, как по площади, так и с глубиной и находятся в сложной зависимости от тектонотипа региона, интенсивности современных движений, свойств пород, структурных неоднородностей и нарушенности массива, рельефа и ряда других факторов. Тектонически напряженные массивы отличаются повышенными значениями градиента скорости современных поднятий земной коры, повышенной сейсмической активностью, аномальными проявлениями горного давления в скважинах и подземных выработках на сравнительно малых глубинах.

Анализ опубликованных материалов, а также результатов наших определений различными методами и наблюдение за проявлениями горного давления на рудниках и в глубоких скважинах Кольского полуострова и Средней Азии позволили установить приуроченность проявления высоких горизонтальных напряжений к зонам тектонических поднятий земной коры [Марков, 1980; Панин и др., 1996]. Эта приуроченность просматривается как закономерная для территории Кольского полуострова, Фенноскандии, Средней Азии и не противоречит данным по другим территориям и регионам (рис. 1). Всюду, где наблюдаются современные поднятия земной коры или такие поднятия имели место в геологическом прошлом и отражены в рельефе, возможно проявление высокой горизонтальной напряженности. Поднятия могут быть связаны как с вертикальными, так и горизонтальными движениями участков земной коры. В зонах опусканий и медленных погружений земной поверхности наблюдается гравитационное напряженное состояние, поэтому горизонтальные напряжения здесь могут быть меньше вертикальных.

Измерениями на рудниках Кольского полуострова [Турчанинов и др., 1978] доказано превышение горизонтальных напряжений над вертикальными (μH) до 5-10 раз в зависимости от глубины горных работ. Тектонические напряжения установленные вне зоны влияния очистных горных работ на значительной площади достигают

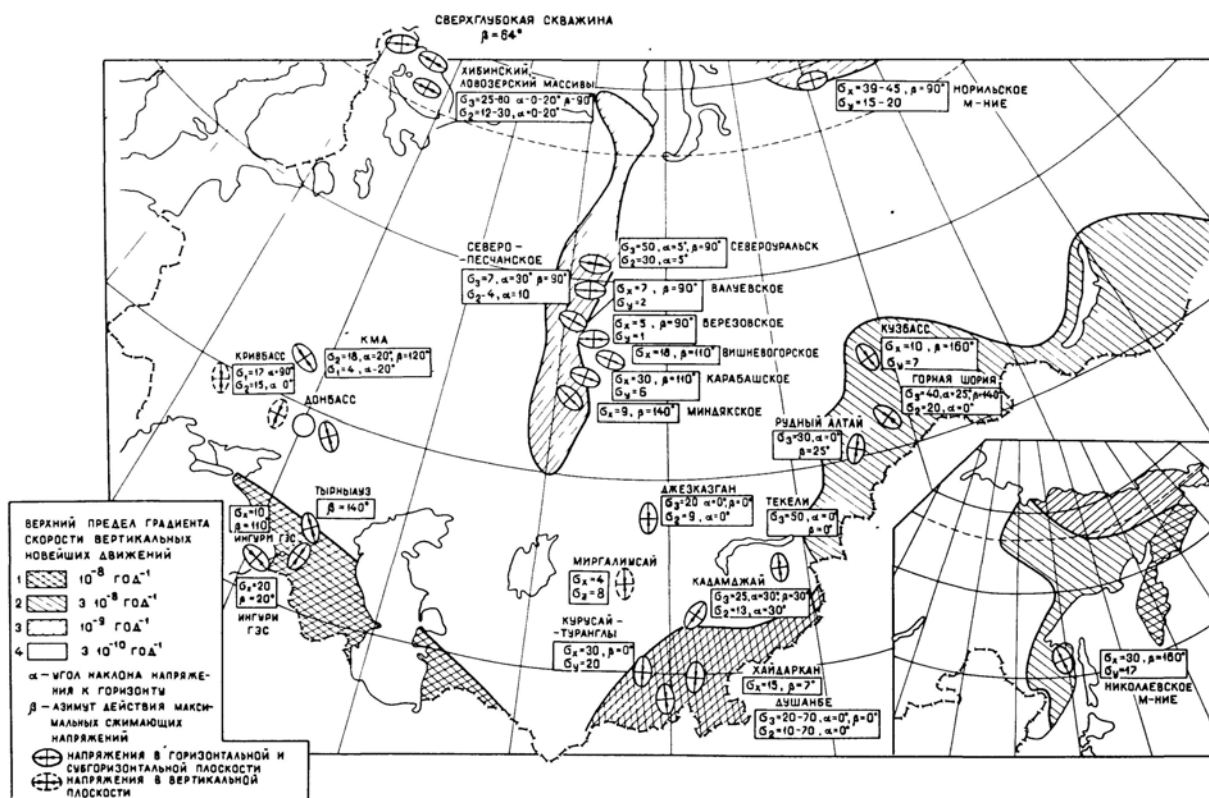


Рис. 1. Карта напряженного состояния горных пород в основных горнопромышленных районах бывшего СССР по данным измерений в рудниках

значений 50-60 МПа. Для этой территории скорость современных поднятий составляет 1-3 мм/год.

Направление максимального сжатия регионального поля напряжений близко к субмеридиональному, для локальных полей напряжений на месторождениях максимальные напряжения сжатия могут быть ориентированы в субширотном направлении или по простиранию рудного тела [Панин и др., 1996].

В пределах Курской магнитной аномалии горизонтальные напряжения в 2-3 раза превышают вертикальные [Казикаев и др., 1978]. При этом горизонтальные напряжения обладают существенной анизотропией. Максимальные сжимающие напряжения тяготеют к направлению с азимутом 150°. Вся зона криворожских структур в районе Шепетовка-Новоград-Золынский и северо-западная часть Украинского кристаллического щита поднимается со скоростью 5.0-7.5 мм в год.

Для территории Урала, испытывающей современные поднятия (особенно в южной части) со скоростью 1.5-5.0 мм/год, зарегистрировано крайне неравномерное распределение упругих напряжений в массиве [Сашурин и др., 1966; Влох и др., 1967; Влох, Сашурин, 1970; Влох, Сашурин, 1974; Влох, Зубков, 1969; Влох, Зубков, 1972]. Максимальное сжатие действует преимущественно в субширотном направлении под

небольшими углами к горизонтальной плоскости, т.е. преимущественно вкост простирания основных геологических структур. Величина максимальных сжимающих напряжений достигает на отдельных месторождениях 50 МПа. Максимальные сжимающие напряжения в массиве в 1.5-5.0 раз превышают напряжения от веса вышележащей толщи. Вместе с тем эти напряжения неодинаковы для различных рудных районов и резко меняются в пределах месторождения, участка и даже отдельных блоков. На некоторых участках месторождений (Северо-Песчанское, Гороблагодатское, Высокогорское, Лебяжинское и др.) фиксируются горизонтальные растягивающие напряжения. Максимальные сжимающие напряжения приурочены к наиболее высокопрочным разностям пород.

Для Джезказганского месторождения установлено действие высоких горизонтальных напряжений, превосходящих вертикальные в 2-7 раз [Чабдарова и др., 1980]. Вертикальные напряжения приближенно соответствуют вычисленным по весу вышележащей толщи пород. Повсеместно наблюдается анизотропия горизонтальных напряжений ($\sigma_3/\sigma_2 \approx 1.8-3.6$). Максимальные главные напряжения ориентированы в субмеридиональном направлении и параллельны флексурам. Наибольшие горизонтальные напряжения зафиксированы в купольных частях антиклинальных складок, наименьшие – у флексур. Ве-

личина максимальных сжимающих напряжений колеблется от 12 до 54 МПа, что связано с интенсивностью трещиноватости массива. Отмечаются дифференцированные движения отдельных блоков фундамента в современный период, что обуславливает тектоническую напряженность пород.

Многочисленные экспериментальные исследования напряженного состояния пород выполнены на месторождениях Средней Азии, которая является одним из наиболее сейсмоактивных областей страны, характеризующейся сложным геологическим строением, высокой современной мобильностью земной коры и сильно расчлененным рельефом. Скорости региональных поднятий достигают здесь величин 5-10 мм/год. Для этого региона установлено преобладание горизонтальных напряжений над вертикальными, причем максимальное сжатие ориентировано преимущественно в субмеридиональном направлении. При этом простирание основных геологических структур, антиклинальных складок, хребтов имеет субширотное направление.

Поле напряжений на локальных участках может менять свои параметры под влиянием различных факторов. Например, в окрестности разломов ориентировка максимальных сжимающих напряжений может измениться на 90°. Высокогорные районы (например, месторождение Уч-кошкон) характеризуются более высокими значениями горизонтальных напряжений. В значительной мере на величину напряжений и их направление оказывает рельеф местности и свойства пород. В зависимости от указанных факторов величина σ_3 колеблется от 5 до 70-80 МПа [Айтматов и др., 1978; Айтматов, 1987].

В пределах Таджикистана нашими измерениями на Душанбинском геофизическом полигоне, а также измерениями В.Я. Степанова в подземных выработках Рогунской ГЭС [Степанов, 1979] установлено превышение горизонтальных напряжений над вертикальными. При этом установлено, что в зависимости от свойств пород максимальные сжимающие напряжения изменяются в пределах от 14 до 70 МПа. Направление регионального сжатия – субмеридиональное, однако вблизи разломов, долин направление максимального сжатия может быть субширотным. На отдельных участках вертикальные напряжения превышают до 3-4 раз напряжения от веса вышележащей толщи, что очевидно связано с влиянием рельефа местности, особенно на небольших глубинах от поверхности.

В районе Горной Шории и Хакасии большой объем экспериментальных определений полей напряжений выполнен Сибирским филиалом

ВНИМИ и ВостНИГРИ. Измерения проведены на Таштагольском, Абаканском, Шерегешском железорудных месторождениях. Установлено, что максимальные сжимающие напряжения действуют в горизонтальной плоскости, причем их направление преимущественно перпендикулярно складчатости, а также простиранию рудных тел. Направление максимальных сжимающих напряжений 315-335°. Горизонтальные напряжения в 1.5-3.0 раза выше напряжений от веса вышележащей толщи пород μ H. Абсолютная величина напряжения σ_3 достигает 50-60 МПа на глубинах до 800 м от поверхности [Шрепп и др., 1984]. Наличие тектонического поля напряжений обусловлено геотектоническими процессами глобального характера. Месторождения находятся в пределах сейсмоактивной зоны Алтае-Саянской складчатой области, в которой происходят современные тектонические движения земной коры с деформациями сжатия.

Для условий Орловского месторождения в рудном Алтае установлено, что величина измеренной горизонтальной составляющей в большинстве случаев выше, чем вертикальной; их соотношение изменяется в пределах от 1.2 до 1.85 [Болюжин и др., 1985]. Минимальные значения характерны для более слабых туфогенно-осадочных пород, максимальные – для более прочных кварцевых альбит-порфиров. Величина горизонтальных напряжений не превышает 40 МПа на глубинах до 500 м, ориентированы они по азимуту 20-30°. В целом по региону отмечается высокое горизонтальное сжатие, как правило, вкрест простирания основных структурных элементов Рудного Алтая, т.е. в субширотном направлении. Рассматриваемая область относится к району с повышенными скоростями вертикальных тектонических движений (верхний предел – 3 мм/год). Однако для районов со спокойным тектоническим режимом при относительно умеренной мощности земной коры установлены параметры поля напряжений, обусловленные практически только весом вышележащих пород.

В целом, согласно существующим представлениям, Алтае-Саянская горная область как часть Евразийской плиты движется на юг со скоростью 0.77 см/год и испытывает давление от встречного движения Индийской плиты [Кучай, 1983].

По данным ИГД СО РАН, в условиях Кузнецкого угольного бассейна вне зон геологических нарушений напряженное состояние массива в первом приближении соответствует расчетному по гипотезе Динника [Курленя, 1973]. По данным П.В. Егорова, горизонтальные напряжения обладают значительной анизотропией и превышают вертикальные напряжения от веса выше-

лежащих пород. Максимальные сжимающие напряжения до 2 и более раз могут превышать гравитационные и ориентированы по азимуту 150-160° [Егоров, 1974]. Кузнецкий бассейн характеризуется повышенными скоростями новейших вертикальных тектонических движений (до 3 мм/год).

В Восточном Приамурье (месторождение Николаевское) измерениями ИГД СО РАН отмечено превышение горизонтальных напряжений над вертикальными, причем в горизонтальной плоскости отмечается анизотропия напряжений [Барышников и др., 1982]. Максимальные сжимающие напряжения на глубине до 850 м от поверхности не превышают 40 МПа и ориентированы по азимуту 340°. Район характеризуется повышенным градиентом скорости вертикальных новейших движений, повышенной сейсмической активностью, так как располагается недалеко от оси Курило-Камчатского желоба.

На Норильских месторождениях в пределах рудников «Октябрьский», «Комсомольский», «Талнахский», «Таймырский» установлено наличие значительных горизонтальных напряжений, изменяющихся от 20 до 80 МПа, что до 1.5-2.0 раз выше напряжений от веса пород [Петухов и др., 1976; Петухов и др., 1984; Бронников и др., 1982; Липчанский и др., 1978]. Вторая горизонтальная компонента напряжений составляет ориентировочно половину от максимальной. Вертикальная составляющая соответствует весу пород вышележащей толщи. В рудном теле максимальные напряжения сжатия ориентированы в субширотном направлении, т.е. почти перпендикулярны системе основных тектонических разрывов и сбросов. Во вмещающих породах горизонтальное сжатие субмеридионально. Отмечены резкая неоднородность поля напряжений, наличие участков с чисто гравитационным распределением напряжений, взаимосвязь избыточной напряженности со свойствами пород, тектонической нарушенностью массива. Рассматриваемый район характеризуется повышенным градиентом скорости новейших вертикальных тектонических движений.

На Северном Кавказе в пределах Тырныузского месторождения также установлено действие высоких горизонтальных сжимающих напряжений, превышающих γH [Кучухидзе и др., 1979; Кучухидзе и др., 1984]. Максимальные сжимающие напряжения имеют северо-западное (юго-восточное) направление с азимутом $\sim 320^\circ$. Кавказ – район с высоким градиентом скорости вертикальных новейших движений. Скорость современных поднятий составляет около 8 мм/год. В целом, по имеющимся сейсмическим данным, в районе Северного Кавказа максималь-

ное сжатие ориентировано по азимуту 110-290°.

В последнее время появились подтверждения справедливости подобной взаимосвязи для условий осадочных пород Донбасса, где горизонтальная составляющая напряжений в породах угленосной толщи практически в пределах всего Донбасса больше вертикальной [Волошин, 1985]. Превышение горизонтальной составляющей над вертикальной в каждом районе отмечается на равной глубине. На небольших глубинах и при спокойном залегании пород распределение напряжений в большинстве случаев соответствует гравитационному. Согласно исследованиям на Донбасском геофизическом полигоне, отмечается горизонтальное сжатие угленосной толщи. При этом скорость современных горизонтальных движений оценивается величиной 1-3 см/год, а скорость вертикальных движений – 3-4 мм/год.

За рубежом значительный объем измерений напряжений выполнен в Западной Европе, Северной Америке, Канаде, Австралии, Японии, Африканском континенте. Обобщение этих данных приводится в работах [Волошин..., 1983; Tectonic..., 1980; Linder, Halpern, 1978; Herget, 1974; Worotnicki, Denham, 1976; Brown, Hoek, 1978; Global..., 1989; Kanagawa et al., 1986; Potvin et al., 2007]. Из приведенных данных следует, что примерно в 65% случаев выполненных измерений горизонтальная составляющая тензора напряжений выше вертикальной. Главные напряжения в горизонтальной плоскости чаще всего не равны между собой, что не может быть обусловлено лишь влиянием анизотропии массива. Наиболее распространено мнение о линейной зависимости избыточных горизонтальных напряжений с глубиной. Как правило, все исследователи ссылаются на формулы Н. Хаста или Н.К. Булина [Hast, 1974; Булин, 1973]:

$$\sigma_x + \sigma_y = 0.098H + 18.0, \text{ МПа}, \quad (1)$$

$$\sigma_{xy} = 0.031H + 6.0, \text{ МПа}, \quad (2)$$

где σ_x, σ_y – горизонтальные сжимающие напряжения по двум взаимно перпендикулярным направлениям; H – глубина, м. Для территории Северной Америки Б. Хаймсоном [Tectonic..., 1980] получена зависимость

$$\sigma_z = 0.0196H + 5, \text{ МПа}. \quad (3)$$

Для территории Канадского щита Г. Хергетом [Herget, 1974] приводится формула:

$$\sigma_z = 0.04H + 8.139, \text{ МПа}. \quad (4)$$

Позже Арьянгом Б. была уточнена эта формула [Arjang, 2004] (рис. 2):

$$\sigma_z = 11.27 + 0.0344H, \text{ МПа} \quad (5)$$

Для территории Австралии Г. Воротницкий и Д. Денхам [Worotnicki, Denham, 1976] изменение горизонтальных напряжений с глубиной аппроксимируют уравнением

$$\sigma_z = 0.0215H + 7.26, \text{ МПа}. \quad (6)$$

В более поздней работе Lee V.F. Mollison, Pascoe M [Lee et al., 1976] были уточнены направление максимального сжатия на территории Австралии и величина напряжений σ_z .

Подобно Г. Хергеу, Г. Воротницкий и Д. Денхам также определили, что в Австралии

имеется ряд мест, где горизонтальные напряжения меньше или равны вертикальным.

В Японии [Kanagawa et al., 1986] по результатам измерений методом разгрузки установлено, что вертикальные напряжения с глубиной изменяются в соответствии с зависимостью $\sigma_z = \gamma H$, а горизонтальная составляющая не имеет прямого отношения к толще покрывающих пород. Значение данной компоненты обычно превышает значение вертикальных напряжений.

Отношение $(\sigma_z)_{\max} / (\sigma_z)$ составляет величину 1.0-1.3, в отдельных случаях достигает значения 2.6. Авторы работы [Kanagawa et al., 1986] объясняют результаты своих измерений движением плит Филиппинского моря и Тихого океана в сторону границы Азиатской плиты. В работе [Brady, Bzown, 2004] на основании обобщения имеющихся экспериментальных данных (рис. 3), была дана следующая формула для определения

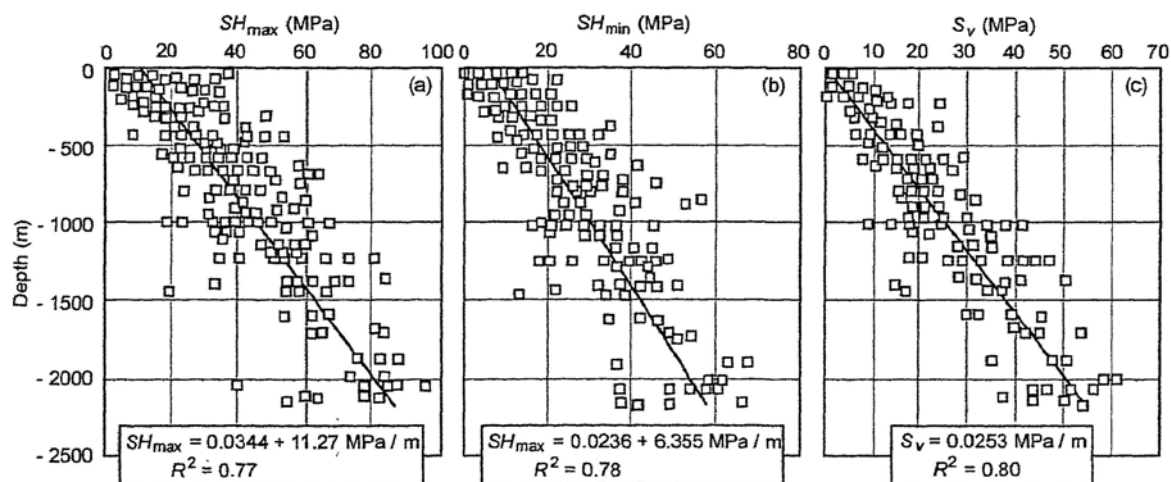


Рис. 2. Распределение по глубине значений горизонтальных и вертикальных напряжений (по [Arjang, 2004])

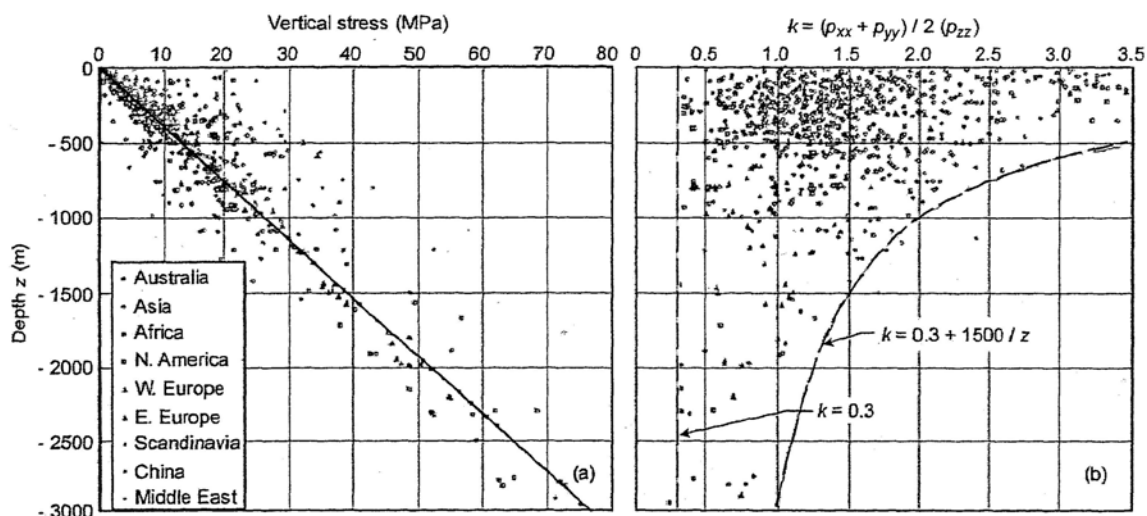


Рис. 3. Распределение по глубине значений вертикальных напряжений и отношения полусуммы горизонтальных напряжений (a, b), по [Brady, Bzown, 2004]

коэффициента K , равного отношению суммы горизонтальных напряжений ($\sigma_x + \sigma_y$) к удвоенному значению вертикальной компоненты: $K = 0.3 + 1500/H$.

При этом сделано допущение, что вертикальные напряжения соответствуют следующему выражению:

$$\sigma_z = 0.027H, \text{ МПа.} \quad (7)$$

Из вышеизложенного следует, что по приведенным формулам может быть получен очень широкий диапазон величин горизонтальных напряжений, в особенности для небольших глубин.

Поэтому к использованию установленных зависимостей необходимо подходить осторожно, поскольку положенные в их основу измерения часто не привязаны к абсолютным глубинам, блочности массива и свойствам пород, тектоническим нарушениям. Так как большая часть измерений выполнена в гористой местности и на сравнительно небольших глубинах (до 1000 м), представляется целесообразным учитывать концентрацию напряжений за счет влияния рельефа поверхности. Эти и ряд других обстоятельств позволяют усомниться в правомерности использования обобщенных уравнений, особенно по континентам и регионам.

Для условий Хибинских и Ловозерских рудников на Кольском полуострове с углублением горных работ отмечается снижение разницы между максимальными горизонтальными напряжениями и вертикальными. Так, если вблизи поверхности на глубинах до 100-150 м отношение

$\sigma_3:\sigma_1 \approx 5-10$, то на глубинах 500-600 м $\sigma_3:\sigma_1 \approx 2-3$. По-видимому, с глубиной за счет роста вертикальной составляющей отношение $\sigma_3:\sigma_1$ будет стремиться к единице.

Аналогичные выводы на основании обобщения мировых данных делают Г. Хергет, а также В. Brady и Е. Braun. Они считают, что на глубине 1-2 км от поверхности горизонтальные и вертикальные напряжения выравниваются. Имеющиеся данные по Южной Африке на глубинах до 3000 м свидетельствуют о гидростатическом распределении напряжений на этих глубинах [Brown, Hoek, 1978; Wesseloo, Stacey, 1978].

По нашим данным [Савченко, 2004; Савченко, 2003], полученным в результате исследования kernового материала Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, отношение средней величины горизонтальных напряжений (с учетом бокового отпора) к вертикальным на глубинах до 12000 м близко к 0.8.

Таким образом, на многих рудниках в различных районах бывшего СССР и за рубежом непосредственными измерениями установлено действие сложного гравитационно-тектонического поля напряжений. Условия и закономерности проявления тектонических напряжений весьма разнообразны. Поэтому параметры поля напряжений в массиве характеризуются большой изменчивостью как по площади, так и по глубине и находятся в сложной зависимости от тектонотипа региона, интенсивности современных движений, свойств пород, структурных неоднородностей и нарушенности массива, рельефа и ряда других факторов.



Рис. 4. Схема нагружения и блочного строения Евразийской литосферной плиты и распределение главных напряжений

Группой ученых из разных стран в рамках международной программы исследований литосферы составлена мировая карта напряжений в верхней части земной коры [Global..., 1989], на которой приведены последние результаты определений тектонических напряжений различными способами на всех континентах, а в некоторых случаях и под дном океанов. Анализ этой карты свидетельствует о том, что проявления тектонических напряжений приурочены главным образом к границам взаимодействия литосферных плит, зонам субдукции и связаны напрямую с движением плит. Следует заметить, что горизонтальные и вертикальные движения земной коры взаимосвязаны, и их соотношение определяется

тектонотипом региона, строением и местоположением участка земной коры.

Используя основные положения этой работы [Global..., 1989], нами предложена схема формирования избыточных горизонтальных напряжений в пределах крупных блоковых структур, основанная на положениях тектоники плит, за счет раздвига пород в рифтовых зонах и давления океанической части плиты на континентальную, либо континентальной плиты на континентальную [Kozyrev, Savchenko, 2000]. По данным численного моделирования в упругой постановке при заданных в принятой гипотезе граничных условиях показана неоднородность поля напряжений в блочной структуре плиты (рис. 4).

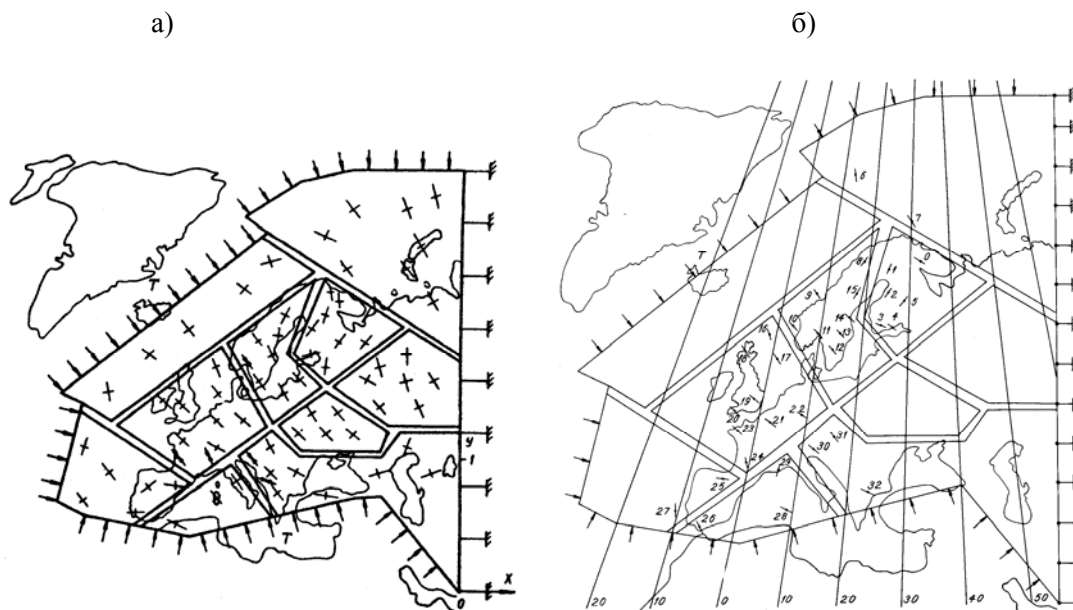


Рис. 5. Ориентировка главных напряжений в блочных структурах Евразийской литосферной плиты: а – по результатам численного моделирования, б – по результатам измерений

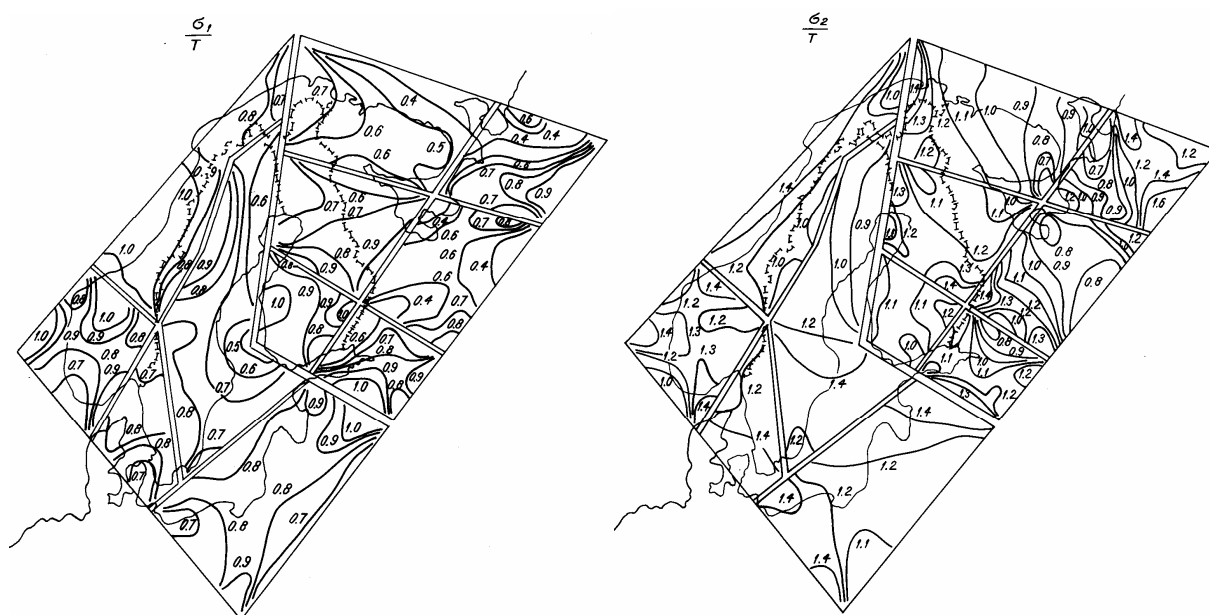


Рис. 6. Распределение главных напряжений в блочных структурах Фенноскандии



Рис. 7. Распределение главных напряжений в блочных структурах Кольского полуострова

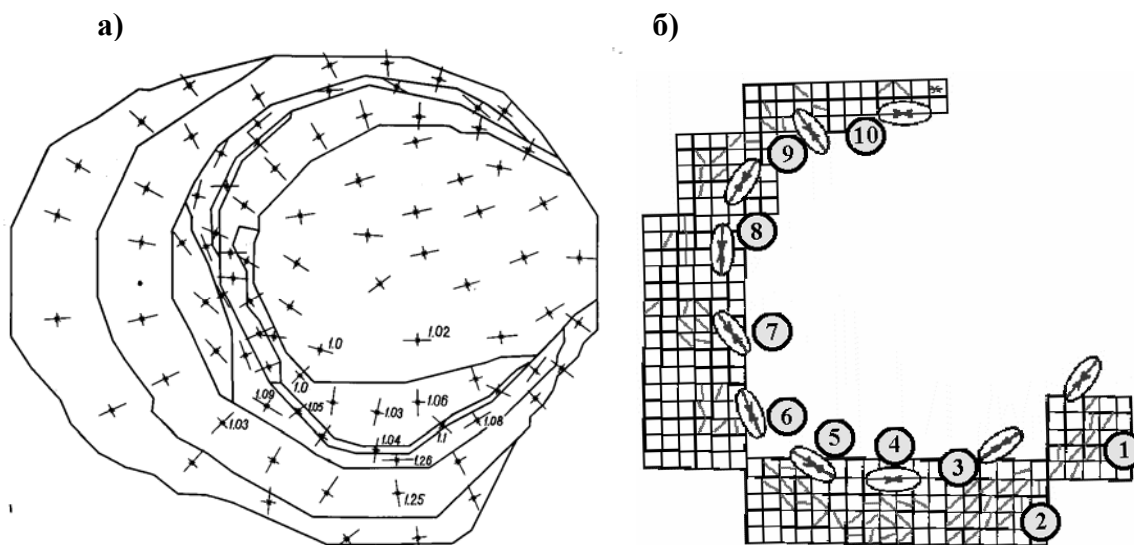


Рис. 8. Ориентация главных напряжений относительно границ кольцевых структур (а), по данным измерений, реконструкции по разломной тектонике, разрушению и искривлению скважин (б)

Изменение направлений и величины главных напряжений в отдельных блоках обусловлены изменчивостью свойств пород, параметрами залегания межблоковых разломов, их линейными размерами, условиями нагружения на границах модели (рис. 5).

По схеме вложенных блочных структур на основе метода граничных элементов исследовано напряженное состояние Фенноскандии (рис. 6), Кольского полуострова (рис. 7) [Сейсмичность..., 2002], кольцевых геологических струк-

тур Хибинского массива [Савченко и др., 1989]. Показано удовлетворительное совпадение регионального направления максимального сжатия в отдельных блоках с реконструированными по тектонофизическим данным, механизму очагов землетрясений, либо по данным непосредственных измерений в массиве.

На рис. 8 приведена ориентация главных тектонических напряжений в кольцевых геологических структурах Хибин, полученная в результате численного моделирования, и направление наи-

большого сжатия вдоль ийолит-уртитовой дуги по данным реконструкции палеонапряжений и измерений на рудниках. Изучена динамика изменения напряженного состояния пород вокруг очистных пространств обрабатываемых месторождений, выявлены характерные зоны вблизи

выработанных пространств на различных этапах ведения очистных работ и пространственное их расположение, в пределах которых превалирующее влияние могут оказывать как вертикальные, так и горизонтальные напряжения, либо их комбинации (рис. 9).

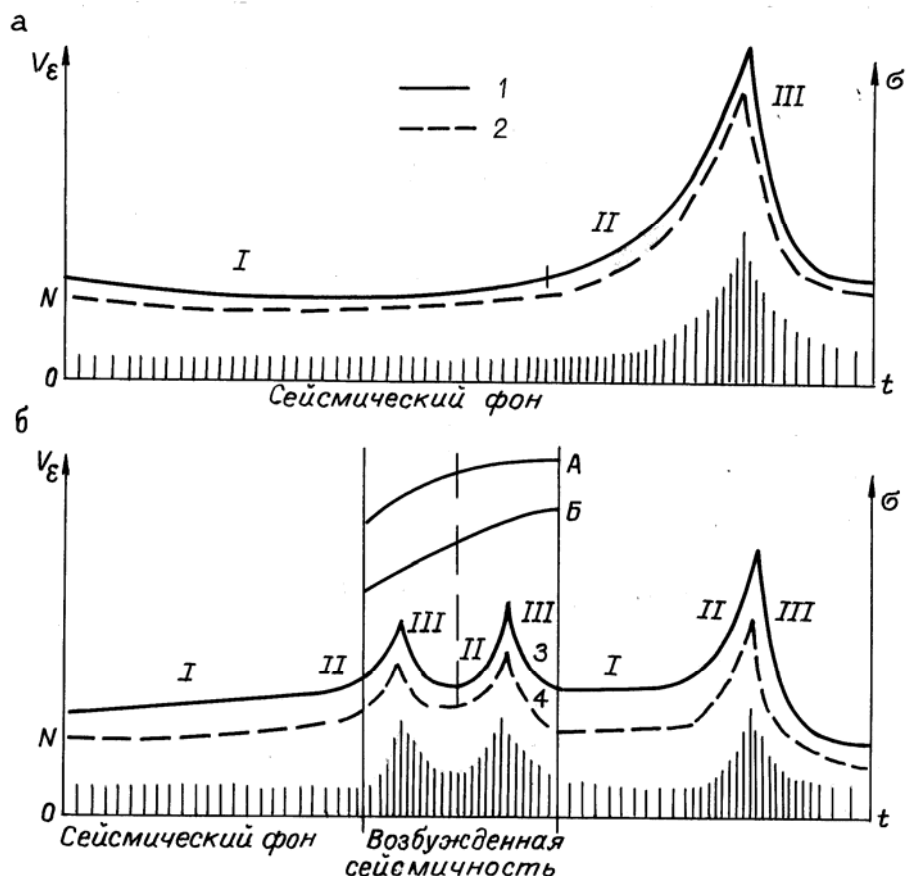


Рис. 9. Характер изменений во времени t скорости деформаций V , тектонических напряжений σ и выделения сейсмической энергии N :

a – при естественном развитии процессов в ходе длительного времени t ; b – под влиянием ведения горных работ; I – изменение напряжений σ ; 2 – изменение скорости деформаций V ; $3, 4$ – изменение напряжений и скорости деформаций при отбойке определенных объемов горной массы; I – стадия подготовки разрыва; II – стадия проявления форшоков; III – возникновение главного толчка землетрясения, перераспределение напряжений и проявление афтершоков; A – изменение объема извлекаемой горной массы; B – изменение концентрации напряжений за счет выемки горной массы

ВЫВОДЫ

1. Наличие высоких горизонтальных напряжений принципиально меняет понятие глубинных горизонтов отработки, так как проявления горного давления за счёт них на малых глубинах аналогичны проявлениям на больших глубинах в условиях действия только веса вышележащей толщи пород.

2. Аномально высокая тектоническая напряженность в возвышающихся блоках литосферы является одной из форм проявления огромной потенциальной энергии, свойственной этим морфоструктурам.

3. Новой представляется проблема проявления

техногенной сейсмичности в тектонически напряженных массивах при ведении крупномасштабных горных работ, организация мониторинга в таких районах. Выемка больших горных масс при действии в массиве тектонических напряжений и гористом рельефе поверхности сопровождается волнообразными знакопеременными деформациями массива, увеличением скорости его деформирования иногда на порядок, что может привести к изменению геодинамического режима рассматриваемого региона и, соответственно, к проявлениям горнотектонических ударов и техногенных землетрясений за счет

сдвига пород по разломам либо вспарывания перемычек между смежными разломами.

Исследования проводятся при поддержке Рос-

сийского фонда фундаментальных исследований, проект № 06-05-64681.

ЛИТЕРАТУРА

- Айтматов И.Т.* Геомеханика рудных месторождений Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1987. 246 с.
- Айтматов И.Т., Вдовин К.Д., Кожогулов К.Ч. и др.* Напряженное состояние горных пород на рудных месторождениях Средней Азии и оценка их удароопасности // Напряженное состояние породных массивов. Новосибирск: 1978. С. 112-115.
- Барышников В.Д., Курленя М.В., Леонтьев А.В. и др.* О напряженно-деформированном состоянии Николаевского месторождения // ФТПРПИ. 1982. № 2. С. 3-12.
- Болюжин Ш.А., Гладких Ю.П., Нахтигаль Г.П. и др.* Поля напряжений Рудного Алтая и его связь с геолого-структурными факторами // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: 1985. С. 104-106.
- Бронников Д.М., Замесов Н.Ф., Богданов Г.И.* Разработка руд на больших глубинах. М.: Недра. 1982. 292 с.
- Булун Н.К.* Некоторые выводы из анализа измерений естественных напряжений в подземных горных выработках // Напряженное состояние земной коры. М.: 1973. С. 168-178.
- Введение в механику скальных пород (под ред. Х. Бока). М.: Мир. 1983. 276 с.
- Влох Н.П., Зубков А.В.* Напряжения в земной коре и их влияние на проявление горного давления // Подземная разработка рудных месторождений. ИГД МЧМ СССР. 1969. Вып. 22. С. 151-160.
- Влох Н.П., Зубков А.В., Сашурин А.Д.* О характере первичной напряженности горных пород // Геология и геофизика. 1972. № 11. С. 117-120.
- Влох Н.П., Сашурин А.Д.* Измерение напряжений в массиве крепких горных пород. М.: Недра. 1970. 124 с.
- Влох Н.П., Сашурин А.Д.* Управление горным давлением на железных рудниках. М.: Недра. 1974. 184 с.
- Влох Н.П., Сашурин А.Д., Зубков А.В., Царегородцев В.М.* Проявление горного давления на Гороблагodatском руднике // Горный журнал. 1967. № 6. С. 55-57.
- Волошин Н.Е.* Внезапные выбросы и способы борьбы с ними в угольных шахтах. Киев: Техника. 1985. 127 с.
- Гзовский М.В.* О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР. Геофизика, сер. 3. 1954а. № 3. С. 244-263.
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Геофизика, сер. 5.. 1954б. № 5. С. 390-410
- Егоров П.В.* Исследования напряженного состояния нетронутого массива осадочных пород в Кузбассе // Измерение напряжений в массиве горных пород: (Материалы IV Всесоюзного семинара, Новосибирск, 26-29 июня 1973 г.). Новосибирск. 1974. Ч. II-III. С. 3-10.
- Казикаев Д.М., Суржин Г.Г., Фомин Б.А.* Определение рациональных параметров камерной системы с учетом естественного напряженного состояния массива горных пород // Напряженное состояние породных массивов. Новосибирск: 1978. С. 38-44.
- Курленя М.В.* Результаты экспериментальных исследований напряженного состояния угольных массивов Кузбасса // Напряженное состояние земной коры. М.: 1973. С. 128-134.
- Кучай В.К.* Современная динамика земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука. 1983. 208 с.
- Кучухидзе К.В., Балиашвили Г.Я.* Направление максимальных напряжений в массиве альджуртинских гранитов Тырныаузского месторождения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: 1984. С. 140-142.
- Кучухидзе К.В., Самойлов Г.П., Балиашвили Г.Я., Рухадзе М.К.* Исследования удароопасности массива горных пород на рудниках Северного Кавказа // Методы и технические средства контроля и прогнозирования проявлений горного давления на подземных рудниках цветной металлургии. Свердловск: 1979. С. 35-37.
- Липчанский Б.М., Мезенцев К.Т., Трофимов И.М., Жильцев В.А.* Естественное поле напряжений и динамические формы разрушения горного массива на руднике «Октябрьский» // Напряженное состояние породных массивов. Новосибирск: 1978. С. 27-32.
- Марков Г.А.* О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20-30.
- Панин В.И., Иванов В.И., Савченко С.Н., Панин*

- В.И. и др.* Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах. Апатиты: КНЦ РАН. 1996. Ч. 1. 160 с.
- Петухов И.М., Егоров П.В., Винокур Б.Ш.* Предотвращение горных ударов на рудниках. М.: Недра. 1984. 230 с.
- Петухов И.М., Егоров П.В., Скитович В.П., Лощенюк Б.Г.* Результаты изучения напряженного состояния нетронутого массива пород на Талнахском и Октябрьском месторождениях // Измерение напряжений в массиве горных пород. Новосибирск: 1976. Ч. II. С. 6-9.
- Савченко С.Н.* Оценка величины горизонтальных тектонических напряжений по данным кернового бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. ФТПРПИ. 2003. № 4. С. 19-26.
- Савченко С.Н.* Оценка напряженного состояния горных пород в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины, ФТПРПИ. 2004. № 1. С. 27-34.
- Савченко С.Н., Козырев А.А., Горбунов Ю.Г.* Влияние кольцевых геологических структур Хибинской интрузии на напряженное состояние массивов горных пород. ФТПРПИ. 1989. № 3. С. 3-10.
- Сапури А.Д., Влох Н.П., Зубков А.В., Царегородцев В.М.* Определение напряженного состояния горного массива // Устойчивость бортов карьеров и горное давление. М.: Недра. 1966. С. 94-98.
- Сейсмичность при горных работах. Под ред. акад. РАН Н.Н. Мельникова. Апатиты: 2002. 325 с.
- Степанов В.Я., Гисс Р.Е., Вдовин Г.К. и др.* Напряженное состояние массива горных пород в районе строительства Рогунского гидроузла // Напряженно-деформированное состояние и устойчивость скальных склонов и бортов карьеров. Фрунзе: Илим. 1979. С. 104-114.
- Турчанинов И.А., Марков Г.А., Иванов В.И., Козырев А.А.* Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок. М.: Наука. 1978. 256 с.
- Чабдарова Ю.И., Жужогов Ю.В., Букин А.Н.* Горное давление в антиклинальных структурах Дзержинска. Алма-Ата: Наука. 1980. 194 с.
- Шрепп В.В., Квочин В.А., Кононов А.Н., Гавриков А.Н.* Оценка тектонических полей напряжений при отработке железорудных месторождений Горной Шории и Хакасии // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты. 1984. С. 109-111.
- Arjang B.* Database on Canadian in situ ground stresses. CANMET Mining and Mineral Sciences Laboratories / Division Report MMSL 01-029, Mach 2001 (revised 2004).
- Brady B., Brown E.* Rock Mechanics for Underground mining. Third edition. Kluwer Academic Publishers, 2004. 688 p.
- Brown E.T., Hoek E.* Trends in relationships between measured in situ stresses and depth // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. Geomechanics Abstracts. 1978. M. 15. N 4. P. 211-215.
- Global patterns of tectonic stress nature /M.L. Zoback, M.D. Zoback, J. Adams // Nature. 1989. V. 341. N 6240. P. 291-298.
- Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust determined by measurements of absolute rock stress // Nanerwissonschaften. 1974. N 11. S. 463-475.
- Herget G.* Ground stress determination in Canada // Rock Mechanics. 1974. N 7. P. 53-64.
- Kanagawa T., Hibino S., Ishida I., Hayashi M., Kitahara Y.* In Situ Stress Measurements in the Japanese Islands: Over-coring Results from a Multi-element Gauge Used at 23 Sites. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. Printed in Great Britain. 1986. V. 23. No 1. P. 23-39.
- Kozyrev A.A., Savchenko S.N.* The Eurasia lithospheric plate horizontal tectonic stresses modelling // Geocology and Computers, Edit. By Sergey A. Yufin, A.A. Balkema /Rotterdam/ Brookfield/ 2000. P. 432-435.
- Lee M.F., Mollison L.J., Mikula P. and Pascoe V.* In situ rock stress measurements in Western Australia's Yilgarn Craton. Proceedings In-situ Rock Stress Lu, Li Kjøholt & Dahle (eds), Taylor & Francis / Balkema. 1976. P. 35-42.
- Linder Ernest N., Halpern Jack A.* In situ stress in North America: // A compilation. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sci. and Geomech. Abstr. 1978. V. 15. N 4. P. 183-203.
- Potvin Yv., Hadjigeorgiou J., Stacey D.* Introduction // Challenges in Deep and High Stress Mining. Copyright 2007. Australian Centre for Geomechanics. The University of western Australia. P. 1-13.
- Tectonic stresses in the Alpine-Mediterranean region // Rock Mechanics. 1980. N 9. 225 p.
- Wesseloo J. and Stacey T.R.* Updated in situ stress database for Southern Africa. Proceedings In-situ Rock Stress Lu, Li Kjøholt & Dahle (eds), Taylor & Francis /Balkema. 1978. P. 467-471.
- Worotnicki G., Denham D.* The state of stress in the upper part of the earth's crust in Australia according to measurements in tunnels and mines and from seismic observations. Investigation of stress in rock Advances in stress measurement // Preprint, Int. Soc. Rock. Mech. Symp., Sydney. 1976. P. 71-82.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ: ФАКТ СУЩЕСТВОВАНИЯ, СТРУКТУРА, КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ

М.Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва, m_leonov@ginras.ru

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 весьма значительные расстояния, пока не заняли своего современного положения. Но если литосферные плиты, как показывают данные палеомагнитных и палеоклиматических реконструкций, испытывали горизонтальные перемещения, то логично предположить, что эти движения должны были бы найти отражение в особенностях инфраструктуры и состава слагающих плиты горных масс.

В последние годы 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 (например [Леонов, 1999]). 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. При этом одним из следствий феномена объемной (3D) подвижности горных масс является возникновение латеральных тектонических потоков (например [Арган, 1935; Копп, 1997; Леонов, 1999; McCourt, Wilson, 1992]). «Вмороженные» в земную кору, они формируют своеобразные объемные структурные элементы, представляющие собой важный компонент строения и тектонической эволюции литосферы Земли. В качестве особой разновидности эти структуры были обозначены мной в докладе на XXXIII Тектоническом совещании, а в докладе на XXXVII Тектоническом совещании 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 «плитопотоки»¹. Термин «горизонтальные протрузии» уже нашел применение в геологических построениях [Буртман, 2006; Колодяжный, 2006.]. Тем не менее, вопросы масштабности явления в пространственном и временном планах, структурное его выражение и значимость для понимания эволюции земной коры нуждаются в обсуждении.

В докладе приведен фактический материал, отражающий строение, эволюцию и возможные механизмы формирования структур типа горизонтальных протрузий или плито-потоков для разных временных интервалов (от докембрия до наших дней) и различных геодинамических обстановок как внутриконтинентальных, так и океанических. Приведенный материал дает полное основание рассматривать описанную категорию структур как отражение реальных геологических процессов, происходящих в земной коре и литосфере.

При этом нужно отметить, что проблема объемных горизонтальных перемещений коровых горных масс в виде тектонических потоков была впервые изложена на примере Центральной Азии швейцарским геологом Эмилем Арганом [Арган, 1935], которому, несомненно, принадлежит приоритет в этой области геологических знаний.

Фактический материал и обзор модельных построений (рис. 1-3) в совокупности позволяют сделать некоторые важные выводы. Плитопотоки (горизонтальные протрузии) – это реальные геологические тела (геодинамические системы), составляющие существенный элемент континентальной и океанической литосферы. Физические и расчетные модели подтверждают возможность объемного латерального течения в пределах литосферы (в том числе и земной коры) и верхней мантии, и они (модели) достаточно

¹ В 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.

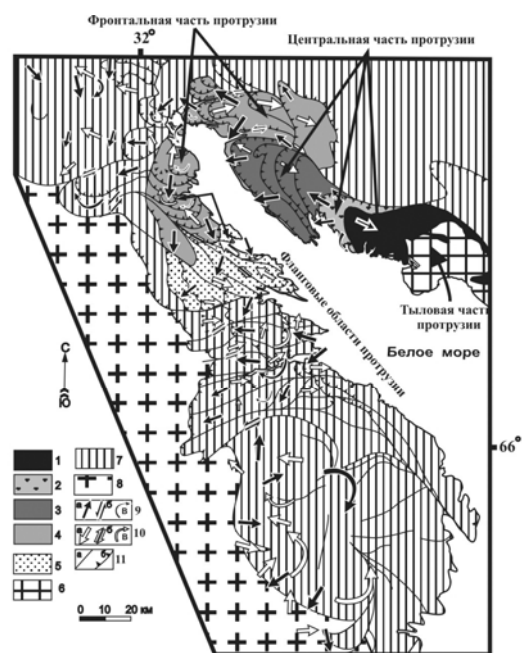
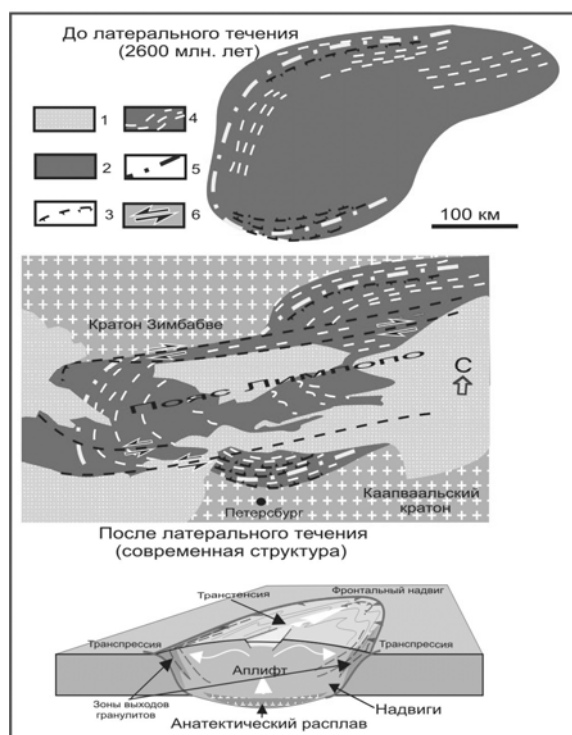


Рис. 1. Вверху: Структурно-кинематическая схема Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии (по: [Колодяжный, 2006]).

1–3 – центральная часть протрузии: 1 – верхний покров (преимущественно кислые гранулиты), 2 – средний покров (зона тектоно-метаморфического меланжа), 3 – нижний покров (основные гранулиты, анортозиты, амфиболиты; 4–5 – фронтальная и фланговая части протрузии (анортозиты, амфиболиты, гнейсы): 4 – зона чешуйчато-надвиговых структур, 5 – зона сдвигово-надвиговых структур; 6 – тыловая часть интрузии (гранитоиды Умбинского комплекса); 7 – Беломорский и Кольский геоблоки; 8 – Карельский массив; 9 – направление надвиговых (а), сдвиговых (б) и ротационных (в) перемещений горных масс свекофеннского цикла (первая генерация); 10 – направление надвиговых (а), сдвиговых (б) и ротационных (в) перемещений горных масс свекофеннского цикла (вторая генерация); 11 – разрывы: сбросы, сдвиги (а), взбросы, надвиги (б)

Внизу: Пояс Лимпопо: элементы структуры и модель становления в структуре Южной Африки (по: [McCourt, Wilson, 1992; Mason, 1973; Van Reenen et al., 1987]).

1 – супракраустальные комплексы; 2 – пояс Лимпопо; 3 – надвиги; 4 – структурные линии; 5 – изографа ортопироксена; 6 – направление сдвигов



адекватно отражают реалии строения и истории становления природных объектов. Исходя из имеющихся данных, «плито-поток» («горизонтальную протрузию») можно определить как *пространственно ограниченное горизонтально-плоскостное геологическое тело, обладающее признаками объемного (3D) тектонического течения (рейдной деформации) и латерального перемещения горных масс*. Рейдная деформация практически всегда связана с уменьшением вязкости – именно это и служит причиной употребления термина «протрузия».

Разница в употреблении понятий «горизонтальная протрузия» и «плито-поток» весьма условна и обусловлена двумя положениями: масштабностью явления (в объемном его выражении) и механизмом движения. Структуры, имеющие относительно малые объемы (от первых км³ до десятков и первых сотен км³) можно называть горизонтальными протрузиями; структуры отражающие рейдную деформацию в пределах значительной части коры (а также литосферы) и имеющие региональный масштаб, сопоставимый с объемами литосферных плит,

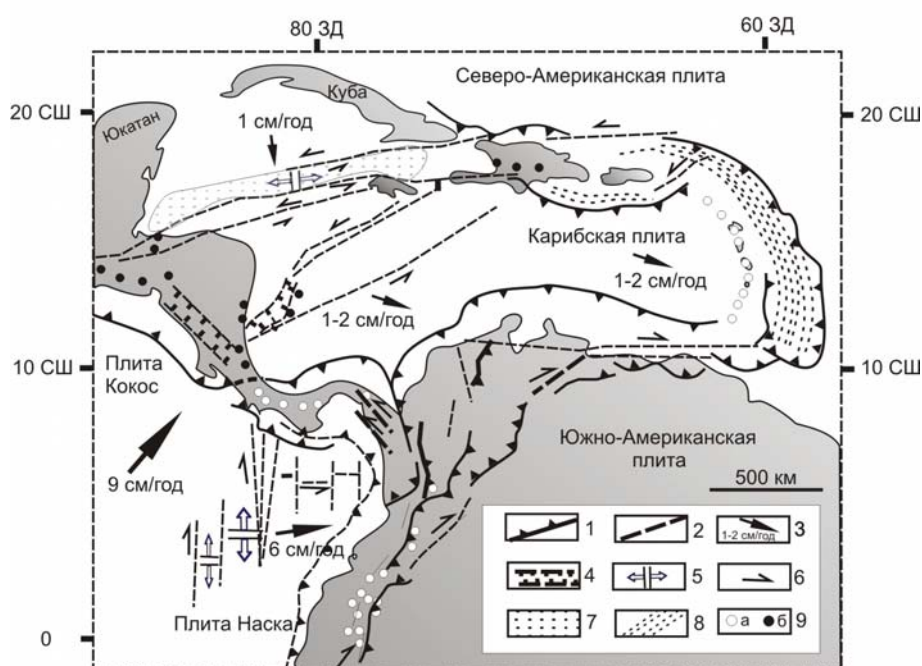
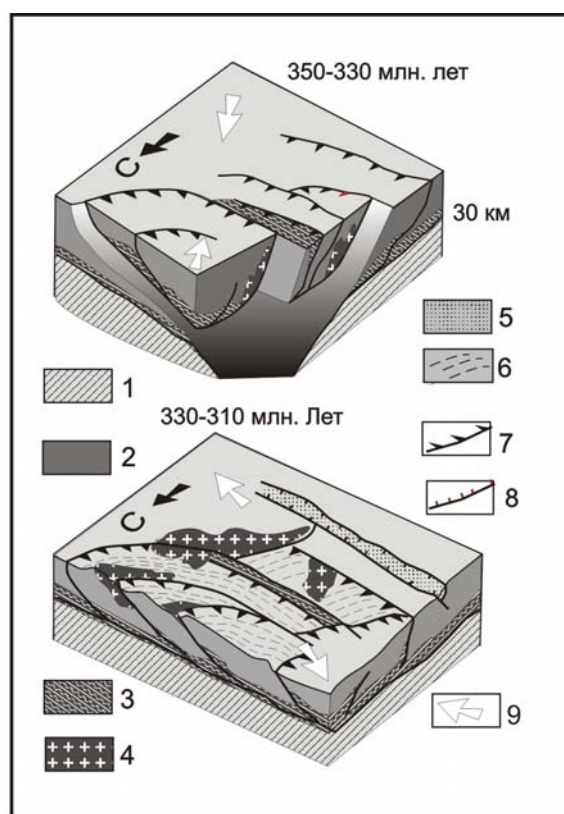


Рис. 2. Вверху: Структура массива Шварцвальд (по [Echtler, 1991-1992]).

1 – мантия; 2 – коровый слой; 3 – зоны вязко-пластического течения и разрывов-разделителей; 4 – граниты; 5 – отложения грабенов; 6 – структурные линии; 7 – надвиги; 8 – сбросы, ограничивающие грабен; 9 – главные направления перемещения масс

Внизу: Структурно-геодинамическая схема Карибского региона (по: [Taboada et al.,]).

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)

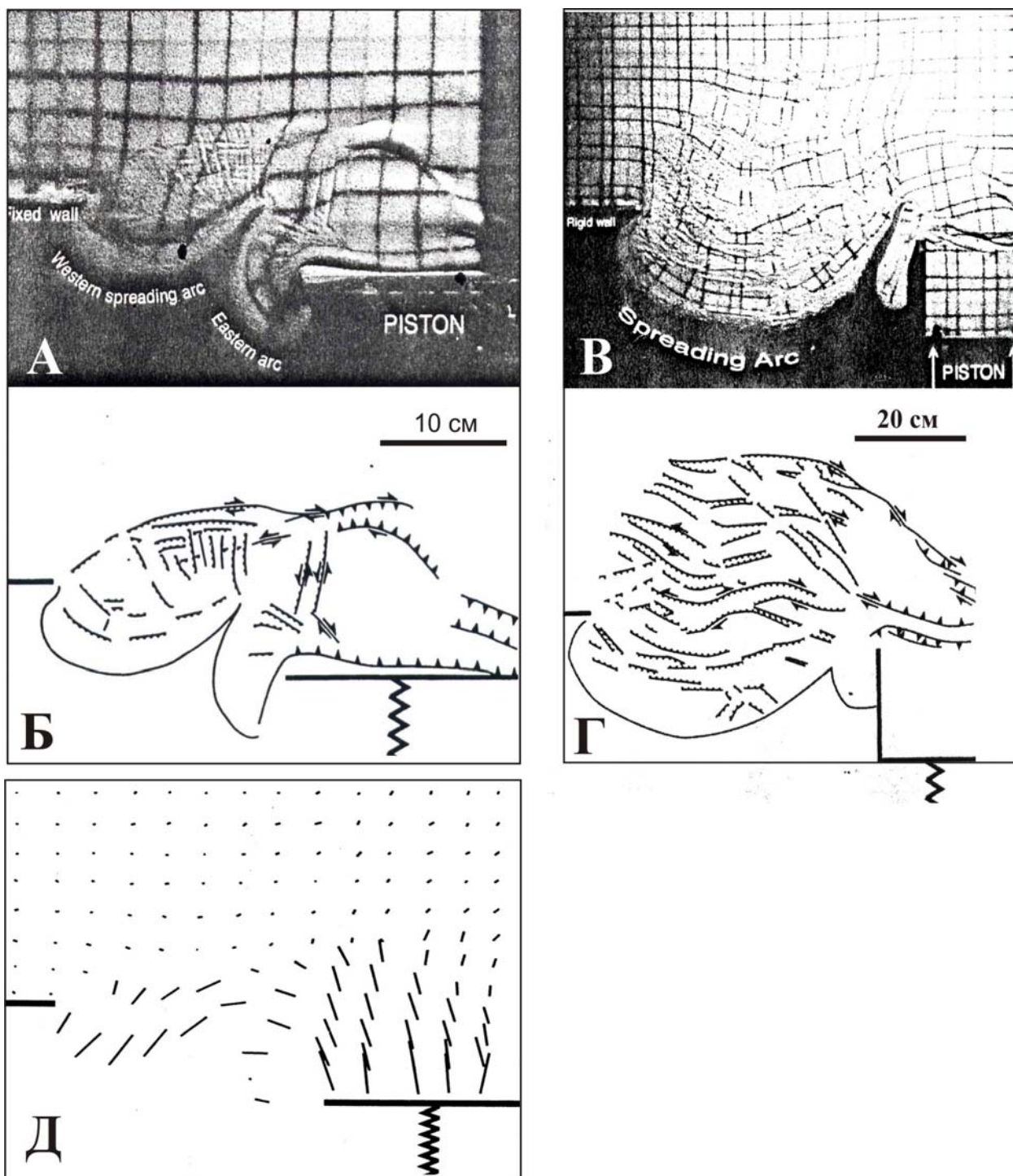


Рис. 3. Физическая модель формирования структуры Анатолийско-Эгейского региона (по: [Martinod, 2000]).

А–Б – морфоструктура модели на 43 минуте эксперимента (1-й вариант модели): А – общий вид модели, Б – отдешифрованный структурный рисунок. В–Г – морфоструктура модели на 145 минуте эксперимента (2-й вариант модели): В – общий вид, Г – отдешифрованный структурный рисунок; Д – перемещение маркеров

лучше называть плито-потоками. В первом случае главную роль в перемещении масс играет главным образом процесс тектонического выжимания из областей повышенных напряжений в зоны декомпрессии. Во втором случае движение плито-потоков причинно связано с внутрикоровыми и подкоровыми течениями, может возникать спонтанно и происходить автономно относительно соседствующих блоков зем-

ной коры и литосферы. Однако разделение на плито-потоки и горизонтальные протрузии весьма условно.

Формирование «плито-потоков» – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. Своим существованием они отражают зафиксированную в структуре коры

внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя континентов. Их формирование связано, прежде всего, 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». Выявление данной категории структур еще раз подтверждают фундаментальное значение тектонического течения горных масс при формировании структурного плана литосферы, которая рассматривается как весьма подвижная субстанция, способная испытывать значительные пластические деформации на разных глубинных уровнях [Арган, 1935; Артюшков, 1978; Леонов, 1999; Лукьянов, 1980; McCourt, Wilson, 1992; Martinod et al., 2000; и др.]. Деформация объемного течения может сопровождаться комплексом вещественных преобразований, таких как метаморфизм, плавление, гранитизация. И одним из результатов подобных тектонических процессов является формирование гигантских горизонтальных кристаллических протрузий или плито-потоков со структурой типа «матрешки» (telescope structure).

Существует еще одна характерная особенность геодинамических режимов, связанных с возникновением плито-потоков. На ряде примеров выявлена определенная этапность формирования структурно-тектонического плана, которая коррелируется с этапами вещественного преобразования пород. 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 современных геодинамических моделях, хотя смена режимов растяжения – сжатия (транспрессии и транстенсии) и их неоднократное чередование во времени свойственны многим геоструктурам. Одним из возможных объяснений этого феномена может быть признание асимметричности и незамкнутости конвективных ячеек и существования продольной (по длинной оси ячей) субгоризонтальной ветви течения материала (т.е. элементов адвекции) (например, работы М.А. Гончарова), а также наличие двухъ-

ярусной конвекции (адвекции) с относительно крупномасштабными ячейками в верхней мантии и более мелкими в пределах астеносферы-литосферы. В этом случае квазипластичные литосферные плиты при их латеральном перемещении последовательно будут попадать 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 аккрецированием 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 формирование гигантских горизонтальных протрузий (плито-потоков), находит подтверждение на примере материалов по Карельскому массиву, Украинскому щиту, поясу Лимпопо (Африка) и других регионов и находится в согласии с расчетными моделями, объясняющими механизм движения литосферных масс над латеральными ветвями мантийных плюмов.

Для внутреннего строения плито-потоков (горизонтальных протрузий) и проявления в их пределах тектоно-деформационного процесса характерны следующие особенности.

(1) Специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение по направлению длинной оси структуры. В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания; линейные зоны осепродольного течения; зоны субгоризонтального течения и срывов; зоны диссипативного сдвигового объемного течения; зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс. Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций, которые определяют разноранговую внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая синформная чешуйчатопокровная 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) Подковообразная форма и структура типа «матрешки» с вложенными друг в друга текто-

ническими пластинами, разделенными зонами пластических срывов-разделителей (детагментов) и ярко выраженная внутренняя субслоистая 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 прочее).

(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).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Грант № 07-05-01158).

ЛИТЕРАТУРА

- Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ. 1935. 192 с.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1978. 327 с.
- Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС. 2006. 216 с.
- Иванкин П.Ф. Взаимодействие потоков восстановительных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука. 1985. 259 с.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). М.: ГЕОС. 2006.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир. 1997. 313 с.
- Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука. 1999. С. 227-252.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука. 1980. С. 105-146.
- Трубицин В.П., Рыков В.В., Трубицин А.П. Конвекция и распределение вязкости в мантии // Физика Земли. 1997. № 3. С. 3-10.
- 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.
- 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.
- Martinod J., Hatzfeld D., Brun J. et al. Continental collisional, gravity spreading, and kinematics of Atgea and Anania. Tectonics. 2000. V. 19. № 2. P. 290-299.
- Mason By.R. The Limpopo mobile belt – southern Afrika // Phil. Trans. Res. London. A. 1973. V. 273. P. 463-485.
- Taboada A., Rivera L.A., Fuenzalida A. et al. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia) // Tectonics. 2000. V. 19, № 5. P. 787-813.
- Van Reenen D.D., Bartjn J.M., Roering Jr.C. Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa // Geology. 1987. V. 15, № 1. P. 11-14.

ВОЛНОВОЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

В.Ф. Подурушин

ООО «ВНИИГАЗ»; 142717, Московская обл., Ленинский р-н, пос. Развилка; vfp53@mail.ru

Согласно определению Геологического словаря (1973), краевые прогибы представляют собой линейно-вытянутые, асимметричные, протяженные (обычно свыше 1000 км) отрицательные структуры, расположенные на границах платформ и складчатых горных сооружений. Для них характерны пологие внешние (платформенные) и крутые внутренние (приорогенные) крылья, резко ослабленная магматическая деятельность. Краевые прогибы нередко унаследовано развиваются в зонах перикратонных опусканий в относительно краткий заключительный период существования последних; при этом оси краевых прогибов постепенно мигрируют в сторону платформы [Красный, 1973]. Вместе с перемещением оси прогибания происходит смена осадочных формаций, выполняющих краевые прогибы, от нормально-морских терригенно-карбонатных к терригенному флишу, нижней морской и верхней континентальной молассе. Осадочные толщи на крутых внутренних крыльях прогибов отличаются грубообломочным составом, сложным покровно-складчатым строением и частично погребены под аллохтонными массами, надвинутыми со стороны орогенов. На пологих внешних крыльях осадочный чехол, в целом, залегает спокойно, испытывая приразломную складчатость только в относительно узких зонах, прилегающих к разобленным продольным послойным срывам [Пушаровский, 1972; Юдин, 1983].

Для объяснения происхождения и строения краевых прогибов был выдвинут ряд гипотез [Артюшков, 1993]: 1 – растяжения коры, вызывающего ее утонение и изостатическое погружение; 2 – прогибания под нагрузкой тектонических покровов; 3 – подкоровой эрозии; 4 – базификации коры; 5 – термоупругого сжатия; 6 – эклогитизации базальтового слоя. Однако перечисленные гипотезы не объясняют частично или полностью структуру и генезис краевых прогибов по следующим причинам:

1. Механизм растяжения коры не соответствует обстановке сжатия, в которой формировались краевые прогибы.

2. Нагрузка тектонических покровов хорошо объясняет структуру и элементы строения внутренних бортов краевых прогибов, однако оставляет неясным механизм формирования шарьяжей на внешних бортах рассматриваемых структур.

3. Подкоровая эрозия предполагает подъем астеносферы к подошве земной коры с последующим выносом корового материала в соседние области, что вряд ли возможно в условиях латерального сжатия. Кроме того, краевые прогибы являются преимущественно амагматическими областями, не содержащими вулканоплутонических образований, которые можно было бы связать с внедрением астеносферного диапира.

4. Базификация коры не находит подтверждения ввиду амагматичности краевых прогибов и отсутствия соответствующих геофизических аномалий.

5. Термоупругое сжатие подразумевает первоначальный прогрев, а, следовательно, подъем и последующее охлаждение (прогибание) литосферы, происходящие выше поверхности изостатической компенсации. Этому противоречит унаследованное развитие краевых прогибов на месте доколлизийных перикратонных опусканий.

6. Эклогитизация базальтового слоя не объясняет асимметрии краевых прогибов, миграции их депоцентов от орогена в сторону платформы, а также наличия послойных срывов в платформенных внешних бортах.

Таким образом, только воздействие нагрузки тектонических покровов объясняет некоторые морфолого-генетические особенности краевых прогибов. В то же время, накопившиеся фактические данные и теоретические разработки позволяют предложить принципиально иную модель, всесторонне освещающую данную проблему.

Ю.М. Пушаровский (1969, 1972), еще с позиций фиксизма, отнес краевые прогибы к классу резонансно-тектонических структур, связав их образование с воздействием смежных геосинклиналей. Им были отмечены такие характеристики краевых прогибов как запаздывание деформаций относительно главной фазы складчатости в геосинклиналях, перемещение аллохтонов внутреннего крыла в сторону платформы в условиях сжатия, смещение оси наибольшего осадконакопления со временем в сторону платформы и на этой основе сделан вывод о передаче тектонических импульсов, формирующих - краевые прогибы, на значительные расстояния по горизонтали [Пушаровский, 1972]. Сумма приве-

денных характеристик описывает волны, имеющие геологические масштабы периода, длины и амплитуды, поскольку в общем случае волны представляют собой возмущения (изменения состояния среды или поля), распространяющиеся в пространстве с конечной скоростью [Волны, 1977]. Термин «резонанс», использованный Ю.М. Пущаровским в определении данного класса структур, также заимствован из теории колебаний и волн.

В.В. Юдиным на примере севера Предуральского краевого прогиба показано, что комплекс орогенных деформаций (горообразование, надвиги, складчатость) развивался не одновременно по всей его площади, а образовывал узкую зону, параллельную оси и бортам прогиба и смещавшуюся от орогенного пояса на территорию платформенного борта [Юдин, 1983]. Составленная В.В. Юдиным картина совпадает с эмпирико-теоретическими выводами А.И. Добролюбова, обосновавшего дискретно-волновой (импульсный) механизм переноса не только энергии, но и массы в географических и геологических процессах [Добролюбов, 1987]. Этот исследователь показал энергетическую предпочтительность волнового механизма транспортировки, при котором смещение деформируемого тела как единого целого заменяется «эстафетной» передачей движения от одной неширокой полосы к другой по «принципу гусеницы». Такой механизм наряду с уменьшением единовременно сдвигаемой массы столь же значительно снижает площадь ее основания и величину трения, противодействующего движению смещаемого тела.

Сумма перечисленных фактов и теоретических разработок непротиворечиво сочетается в рамках волнового механизма формирования краевых прогибов и парадигмы мобилизма, для чего ранее был предложен термин «геодинамические (тектонические) волны» (ГДВ) [Подурушин, 2005]. Принципиальная схема предлагаемой модели излагается ниже.

Возникновение краевых прогибов связывается с заключительной («жесткой») стадией коллизии континентальных и/или островодужных литосферных плит, которую часто называют столкновением. Такое столкновение иначе можно назвать соударением или геодинамическим ударом. В общем случае возможны разнообразные варианты геодинамического удара в зависимости от числа вовлеченных в него фрагментов, их размеров, конфигурации, реологии, кинематики и динамики. Для наглядности в данной работе рассмотрен наиболее простой случай конвергенции двух плит с континентальной корой и сопоставимыми массами. Одна из взаимодействующих окраин условно считается пассивной и непод-

вижной, другая – активной и движущейся (рис. 1, а). Границы столкновения принимаются ровными, взаимно параллельными и перпендикулярными вектору действующей силы.

Литосферные плиты в тектонофизическом аспекте могут быть сопоставлены с горизонтально-слоистыми пластинами, разрез которых сверху вниз состоит из вулканогенно-осадочного чехла, «гранитного» и «базальтового» мегаслоев консолидированной коры, а также литосферной мантии. Перечисленные мегаслои различаются реологическими свойствами. Вулканогенно-осадочный чехол в обстановке коллизии деформируется как пластичное тело [Артюшков, 1993; Расцветаев, 1997]. Реология консолидированной коры рассматривалась с двух точек зрения: 1 – исходя из разницы химико-петрографического состава ее «гранитного» и «базальтового» мегаслоев; 2 – на основе представлений о единстве вещественного состава всей коры, но изменении реологических свойств «базальтового» мегаслоя в более жестких хронотермобарических условиях. В предлагаемой модели принята вторая точка зрения, подтвержденная результатами сверхглубокого бурения [Кольская..., 1984]. В этом случае верхний жесткий («гранитный») мегаслой деформируется хрупким образом, нижняя кора («базальтовый» мегаслой) испытывает пластические деформации, литосферная мантия обладает наибольшей жесткостью [Артюшков, 1993; Dunbar, Sawyer, 1989].

Рассматриваемые континентальные окраины различаются геодинамикой и внутренней структурой.

Пассивная окраина испытывает горизонтальное растяжение и в целом имеет раздробленное, «рыхлое» строение. В поперечном сечении она выглядит как клин, обращенный вершиной навстречу противостоящему матерiku и перекрытый на склоне и подножье мощным шлейфом слабо литифицированных, преимущественно кремнисто-терригенных осадков, образованных в основном за счет сноса с прилегающей суши. Утонение этого клина происходит как сверху, так и снизу. «Гранитный» слой пассивной окраины раздроблен на блоки рифтогенными впадинами с осадочным выполнением. В зависимости от глубины проникновения бортовых разломов деструкция может развиваться внутри окраины (например, Восточно-Баренцевский трог) или полностью отделять от континента краевые блоки, подобные хребту Ломоносова или Багамской банке. Утонение коры изменяет термобарическую обстановку ниже ее подошвы и вызывает выклинивание литосферной мантии в направлении океана. Наиболее выдвинутой в акваторию оказывается средняя часть разреза коры.

Активная окраина движущейся континентальной плиты, напротив, находится в обстановке умеренного сжатия вследствие субдукции под нее океанической литосферы. Кора над зоной субдукции испытывает утолщение и уплотнение, обусловленные внедрением крупных интрузий, вулканизмом, складко- и горообразованием, в ряде случаев – частичным выжиманием аккреционной призмы из глубоководных желобов. Мантийная часть литосферы на активной окраине, напротив, утоняется вследствие субдукции и мантийной эрозии, возможно, затрагивающей также прилегающее основание «базальтового» слоя.

Итак, начальный (доколлизийный) этап рассматриваемой модели характеризуется приближением консолидированной активной континентальной окраины к рыхлой окраине пассивного континента.

Второй этап отвечает «мягкой» коллизии плит (рис. 1, б). На этом этапе активная плита сначала начинает вдвигаться в толщу осадков континентального склона и подножья пассивной окраины, вызывая интенсивные складчато-надвиговые деформации, выдвигание в верхние горизонты крупных аллохтонов, сложенных породами аккреционной призмы, океанической коры и верхней мантии. Затем, после соприкосновения с консолидированной корой противоположной плиты, энергия столкновения начинает расходоваться на уплотнение упаковки блоков бывшей пассивной окраины, смятие и выжимание рифтогенных осадков, фильтр-прессинг флюидов. Симметрично обдуцированным пластинам офиолитов на уровне границы «кора-мантия» происходит глубинный поддвиг пластин нижней коры в мантию с формированием коро-мантийной смеси. В этих условиях преобладают пластические деформации, тектонический удар демпфируется, упругие ГДВ не образуются. Важно подчеркнуть, что взаимодействие плит происходит на уровне коры, в первую очередь ее средней части, и не затрагивает литосферную мантию.

Третий этап волновой модели отвечает стадии «жесткой» коллизии литосферных плит, когда пассивная плита после исчерпания демпфирующих ресурсов испытывает полноценный геодинамический (тектонический) удар со стороны движущейся плиты (рис. 1, в). В зоне, прилегающей к коллизийной сутуре, напряжения превосходят предел прочности пород, обуславливая преимущественно разрывные деформации и вязкое течение сжимаемых масс [Расцветаев,

1997]. В условиях высоких давлений и низких температур происходит динамометаморфическое минералообразование (глукофановые сланцы), формируются сложнейшие разрывно-складчатые структурные парагенезы, включая покровы основания [Юдин, 1983].

По мере удаления от сутурной зоны в глубь пассивной плиты уровень напряжений снижается вследствие их частичной разрядки в деформациях. На некотором расстоянии от коллизийного шва величина напряжений опускается ниже пределов прочности и упругости пород наиболее компетентного «гранитного» мегаслоя кристаллической коры, затем – нижних, самых уплотненных горизонтов осадочного чехла, после чего эти части разреза начинают реагировать на нагрузки образованием бегущих упругих геодинамических волн. В верхней части чехла, где породы имеют низкие пределы упругости и прочности, геодинамические волны приобретают упруго-пластичный характер. Здесь при подходе импульса сжатия сначала намечаются очень слабые упругие изгибы, которые вскоре сменяются многочисленными послойными срывами, приразломными складками, дизъюнктами. Срывы развиваются в первую очередь в наименее компетентных слоях солей, глин или по границам раздела толщ. В консолидированной коре к ним относятся границы плотностных и реологических неоднородностей литосферы (поверхностей фундамента, Конрада, Мохоровичича, внутренней расслоенности мегаслоев), а также разрывных нарушений доколлизийного возраста, в первую очередь древних надвигов. Примером последних служат рифейско-вендские тектонические покровы Норильского района Сибирской платформы, возрожденные вследствие повторной коллизии в позднем палеозое-раннем мезозое [Дюжи-ков и др., 1988].

Приобретшие упругость коровые слои на фронте сжатия изгибаются вверх, в сторону свободной дневной поверхности, а в непосредственном обрамлении со стороны пассивной плиты этот изгиб компенсируется упругим прогибанием, образующим начальную ванну краевого прогиба платформы с относительно глубоководным морским бассейном. По отношению к орогену тот же прогиб является передовым. Под антиклинальным изгибом образуется дополнительный объем, который заполняется пластичным материалом «базальтового» слоя, поступающим под действием трех сил: 1 – всасывающего эффекта приподнятой кровли; 2 – латерального

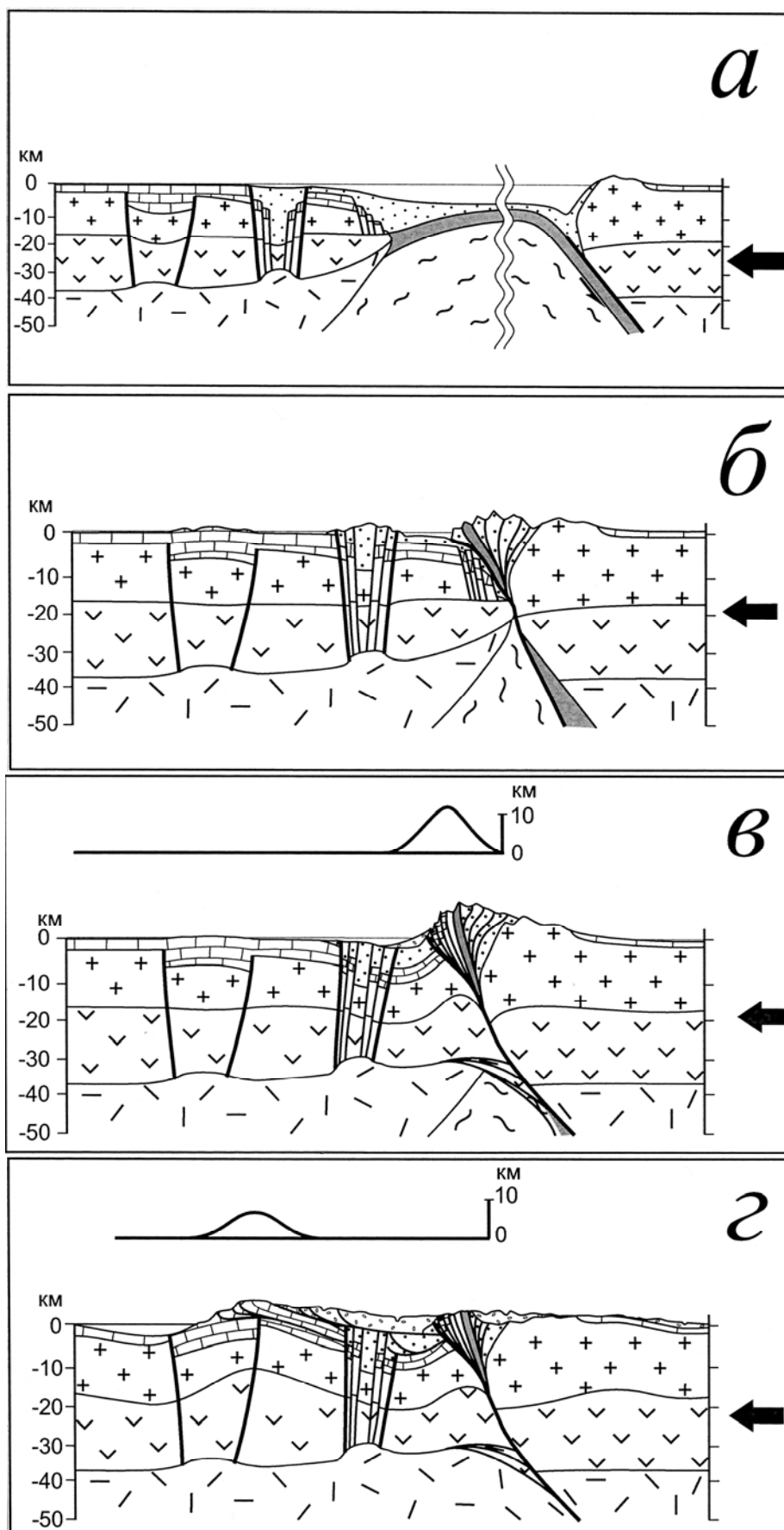


Рис. 1. Схема волнового механизма формирования краевого прогиба

а – доколлизийный этап конвергенции литосферных плит; *б* – «мягкая» коллизия; *в* – начало «жесткой» коллизии, формирование внешнего борта краевого прогиба; *г* – затухание «жесткой» коллизии, формирование внешнего борта краевого прогиба

давления со стороны активной плиты; 3 – вертикального давления упругой силы в основании краевого прогиба. Отток материала нижней коры из-под краевого прогиба способствует еще большему углублению его приорогенной зоны. Похожее явление сопровождается движением сейсмогенных волн цунами, вызывая значительное понижение поверхности океана непосредственно перед их приходом.

В рассматриваемой зоне ГДВ охватывает кору на полную мощность, но не затрагивает литосферную мантию, обладающую наибольшей жесткостью и избежавшей геодинамического удара из-за удаленности от сутурной зоны.

Обращенная вверх выпуклость консолидированной коры формирует основание горного сооружения, которое надстраивается аллохтонными массами выжатых из сутурной зоны осадков, обдущированных пластин океанической или островодужной коры, фрагментами «гранитного» слоя, сорванными на участках, где был превышен предел прочности пород. На границе Моховичича продолжается образование коромантийной смеси, усугубленное утолщением «базальтового» мегаслоя каждой из плит в сутурной зоне.

Для обозначения взаимосвязанных структур «ороген + передовой (краевой) прогиб» предлагается термин «динамопара», а для их геоморфологического проявления – «морфодинамопара». Эти понятия отражают соответственно структурный и геоморфологический признаки ГДВ.

Амплитуда ГДВ определяется равновесием упругой и гравитационной сил. Краевой прогиб быстро заполняется флишем и молассой – про-

дуктами разрушения фронтальной части орогена, расположенной на гребне волны. После прохождения ГДВ суммарный вес мощных орогенных формаций не позволяет их погребенному основанию вернуться в исходное положение, поэтому в тыловой части горного сооружения под размыв выводится главным образом недавно отложившаяся моласса и, в меньшей степени, подстилающий ее флиш.

Максимум ГДВ во времени приурочен к начальному периоду существования волны, а в пространстве тяготеет к шву столкновения плит. В дальнейшем, по мере движения в глубь литосферной плиты и с удалением от источника, энергия ГДВ уменьшается, расходуясь на внутреннее трение, сопутствующие пластические деформации, взаимодействие с ниже- и вышележащими горными массами, в том числе значительным объемом новообразованной молассы передового прогиба (рис. 1, з). Вместе с потерей энергии падает амплитуда волны, происходит ее затухание, формируется пологий платформенный борт краевого прогиба, на котором надвиги и складчатость имеют подчиненное значение. Постепенно в упругое состояние переходят более высокие горизонты осадочного слоя, что, наряду с исчерпанием энергии сжатия, приводит к смещению поверхности базального срыва вверх по разрезу.

Таким образом, согласно предложенной модели, краевые прогибы являются структурным (геостатическим) следом прохождения геодинамических волн, возникших в результате столкновения (геодинамического соударения) литосферных плит на стадии жесткой коллизии.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 456 с.
- Добролюбов А.И. Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника. 1987. 144 с.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука. 1988. 279 с.
- Кольская сверхглубокая / Гл. ред. Е.А. Козловский. М.: Недра. 1984. 490 с.
- Красный Л.И. Прогиб краевой // Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т. 2. С. 144.
- Подурашин В.Ф. Упругие геодинамические волны // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Мат-лы XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2005. Т. 2. С. 94-97.
- Волны // Политехнический словарь / Гл. ред. И.И. Артоболевский. М.: Советская энциклопедия. 1977. С. 87.
- Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука. 1972. Тр. ГИН, вып. 234. 222 с.
- Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС. 1997. С. 136-140.
- Юдин В.В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, Ленинградское отделение. 1983. 173 с.
- Dunbar J.A., Sawyer D.S. How preexisting weaknesses control the style of continental breakup // J. Geophys. Res. B. 1989. V. 94, № 6. P. 7278-7292.

ЛАТЕНТНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

В.С. Пономарев

Геологический институт РАН, Москва

Предмет обсуждения в настоящей статье – формирование напряженно-деформированного состояния геологической среды.

ИСХОДНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Упругие деформации в твердых телах возникают как реакция этих тел на внешние воздействия. Различимы два вида упругих деформаций.

Один вид – это упругие деформации, которые немедленно возникают под действием внешней силы и немедленно исчезают по прекращении ее действия («мгновенные», или «гуковские» деформации). Напряжения, соответствующие этому виду деформаций, – это «обычные» («мгновенные», «гуковские»), напряжения, которые и рассматриваются в рамках «традиционной» геомеханики.

Другой вид – это *фиксированные упругие деформации (ФУД)*. Они как бы «увязают» в материале тела и могут оставаться в нем после того, как воздействия, обусловившие их появление, более не действуют. Напряжения, которые соответствуют ФУД, мы будем называть *латентными напряжениями*, а соответствующую им энергию – *латентной энергией*.

Способностью содержать в себе как мгновенные, так и фиксированные упругие деформации, обладают, в той или иной мере, многие, практически любые твердые тела. Вопрос в том, насколько они велики, могут ли они значимо влиять на напряженное состояние этих тел. Примером механической модели, в которой сосуществуют деформации обоих видов, является так называемое «тело Кельвина».

Причиной появления ФУД могут быть силовые воздействия, которым тело подвергалось в прошлом. В этом смысле напряжения, возбужденные прошлыми силовыми воздействиями, определяют как *остаточные напряжения*. Термин «остаточные напряжения» введен в практику употребления в технике и горном деле, причем этот термин часто употребляют и за пределами его прямого смысла – в том общем качестве, в каком нами определено понятие «латентные напряжения».

Причиной появления латентных напряжений, помимо *силовых воздействий*, могут служить самые разнообразные *процессы* – изменения температуры, фазовые и полиморфные превращения, химические реакции, внедрение примесных атомов в чужеродные кристаллические ре-

шетки – и т.д. В общем случае латентные напряжения представляют собой реакцию твердотельной системы на изменение любого из ее термодинамических параметров. Наличие латентных напряжений является и показателем, и мерой отклонения состояния системы от состояния термодинамического равновесия.

Наличие упругих деформаций проявляется в двух формах – в «энергетической» и в «силовой» («векторной»). В первом случае оперируют *упругой энергией* (u), во втором случае – *напряжениями* (σ). Соответственно, энергетической функцией фиксированных упругих деформаций является *плотность латентной энергии* u_{Φ} , а силовой – *латентные напряжения* σ_{Φ} .

Геологическая среда может располагать запасами энергии различной природы. Это может быть энергия тепловая, химическая, магнитная и т.д. Говоря об энергии, мы будем иметь в виду один и тот же вид энергии, – *потенциальную энергию упругих деформаций*, или, кратко, *упругую энергию*, причем, за исключением особо оговоренных случаев, будет подразумеваться ее *плотность* u – т.е. ее количество, отнесенное к единице объема тела.

Твердые тела способны накапливать латентную энергию до очень высоких плотностей, лимитируемых только прочностью среды. По достижении латентной энергией некоторого *порогового значения*, тела переходят в метастабильное, *энергонасыщенное*, сильно неравновесное состояние. По физическому смыслу его можно уподобить состоянию перенасыщенного раствора или переохлажденной жидкости. Явление энергонасыщенности в его различных аспектах рассмотрено в работе [Пономарев, 2008].

В традиционных построениях геомеханики геологическую среду рассматривают как *энергетически пассивную*, – то есть как субстрат, который способен лишь пассивно воспринимать и передавать усилия, энергетический источник возбуждения которых находится вне рассматриваемого объема. В этом случае энергетический потенциал тела, его энергетический ресурс, полностью обеспечивается внешним силовым воздействием и является функцией этого

воздействия.

Помимо пассивной функции, среда в функциональном отношении может проявлять себя и как *энергетический преобразователь*, и как *энергетический носитель*. Она обладает способностью преобразовывать различные виды энергии в *латентную энергию*, – в *энергию упругих деформаций*, *фиксированных субстратом среды*, – и затем длительно хранить запасы этой энергии независимо от внешних воздействий. В этом отношении среду можно сравнить с аккумулятором, способным после его подзарядки хранить электрическую энергию автономно, при его полном отключении от системы внешнего энергоснаб-

жения. Другими словами, неравновесная среда располагает *собственным энергетическим ресурсом (потенциалом)*, представленным накопленной ею латентной энергией и соответствующими латентными напряжениями. Среда, располагающая таким ресурсом, мы далее и будем полагать *энергетически активными*.

Состояние термодинамического равновесия неустойчиво. При фиксированных внешних условиях система самопроизвольно стремится к состоянию равновесия, что достигается в процессе ее *релаксации*, выраженном убылью запасенной ею латентной энергии и систематическим понижением уровня латентных напряжений.

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ СИСТЕМЫ ЛАТЕНТНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Твердотельные системы – это своего рода «следающие системы», которые спонтанно реагируют на изменение внешних условий перестройкой своей внутренней структуры. В этом процессе структурные элементы, из которых тело состоит, взаимно препятствуют свободному изменению образуемой ими пространственной конфигурации. В результате в местах «нестыковки» структурных элементов возникают локальные упруго деформированные области – элементарные очаги упругих деформаций. Далее возбуждаемые ими *элементарные единичные поля напряжений* станем называть *сингулярностями*.

Результирующее поле латентных напряжений представляет собой ансамбль множества обособленных сингулярностей, дисперсно рассеянных в пространстве тела, вследствие чего оно имеет *дискретную* структуру, – в отличие от *непрерывных* полей «обычных» напряжений. Это создает определенные проблемы в применении континуальных методов к их описанию. Примером подходов к решению таких проблем может служить применение полудискретных методов для моделирования дислокаций в кристаллах и для определения конфигурации их ядер [Теодосиу, 1985].

С физической точки зрения латентные напряжения предстают как прямое следствие структурированности твердых тел. В среде, лишенной структуры, они невозможны в принципе. Напомним, что теоретические основы «классической» геомеханики сформировались на базовом представлении о *континууме* – среде, не имеющей структуры.

Каждая единичная сингулярность представляет собой автономную замкнутую самоуравновешенную систему напряжений противоположного знака, масштаб которой определяется масштабом взаимодействующих структурных элементов (или масштабом структурных связей). В технике, в зависимости от размеров структурных связей,

на которых уравниваются (или как говорят, «замыкаются») элементарные системы напряжений, различают напряжения первого, второго и третьего рода. Напряжения первого рода уравниваются на уровне связей одного порядка с размерами деталей машин и конструкций, напряжения второго рода – на уровне связей между кристаллами, напряжения третьего рода – на уровне дефектов кристаллических решеток. Вообще говоря, это условность: спектр размеров структурных связей в твердотельных системах непрерывен [Витман, 1933]. В геологической среде латентные напряжения могут возникать на связях любого масштабного уровня – от связей на уровне кристаллического строения вещества, до связей на уровне крупных геоблоков.

Вклад латентных напряжений в напряженно-деформированное состояние зависит от соотношения размеров элементарных систем напряжений и избранного масштаба рассмотрения. Эту зависимость мы определили как *принцип относительности*. Смысл этой характеристики в следующем.

Пусть Q – масштаб рассмотрения (база измерения) и L – характерный размер области, в которой замыкается единичная система латентных напряжений масштабного ранга i .

В рамках «классической» геомеханики рассматривается случай, когда $Q \ll L_i$. В этом случае вопрос о системе, в которой возбуждаются напряжения, обычно не ставится. На соответствующих эпюрах силы изображаются стрелками, действующими «из воздуха».

При $Q \approx L_i$, выполняя точечные измерения в разных частях массива среды, наблюдатель столкнется с сильным разбросом измеренных значений не только по модулю и знаку, но и по ориентировке в пространстве. В этом случае поле напряжений имеет *стохастический характер*.

При $Q \gg L_i$ совокупность множества элемен-

тарных полей латентных напряжений предстает перед наблюдателем как своего рода *фоновая напряженность*. В этом случае понятие напряжений в их «классическом» понимании вообще теряет смысл. Наблюдатель может воспринимать

результат влияния напряжений этого уровня как изменение свойств среды – например, как понижение ее прочности, повышение хрупкости или метастабильную среду, способствующую развитию в ней самоподдерживающегося разрушения.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ФУНКЦИЯ КАК ВЫРАЖЕНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Одним из основных представлений геомеханики является представление о напряженно-деформированном состоянии геологической среды. Описание этого состояния и является ее главной целью, а основной формой описания – построение поля напряжений. Однако для случая стохастического поля напряжений, или, тем более, для случая фоновой напряженности, картина напряженного состояния в его традиционной форме, даже если бы удалось ее выявить, была бы слишком сложна. В силу этого ее пригодность для решения конкретных задач геомеханики была бы весьма проблематичной. Очевидно, что в этих случаях был бы предпочтительней какой-либо осредненный параметр, характеризующий состояние среды в каждой ее точке. Тогда поле значений этого параметра в пространстве среды выполняло бы ту же функцию, что и поле напряжений в его традиционной форме.

В качестве параметра, характеризующего интенсивность фиксированных упругих деформаций в каждом элементе объема среды (условно – в каждой «точке»), может служить плотность латентной энергии. Тогда распределение собственного энергетического потенциала в субстрате системы, представленного латентной энергией, может быть выражено *потенциальной функцией*.

Вообще говоря, под потенциальной функцией понимается меняющаяся во времени пространственная функция, характеризующая некоторый потенциал пространства – способность совершать или побуждать действие $E_x = f(x, T)$. [Зимов, 1993]. Говоря о «потенциальном поле», мы будем подразумевать поле плотности энергии, обусловленной наличием фиксированных упругих деформаций, т.е. поле собственного энергетического потенциала.

Очень существенное замечание: это значит, что каждый элемент площади или объема субстрата системы располагают *автономным* энергетическим ресурсом. Его значения могут изменяться во времени, но, поскольку пространственное положение сингулярностей в теле неизменно, он не может свободно перераспределяться в пространстве системы. Чтобы подчеркнуть эту важную особенность, мы будем называть ее *принципом локальности*.

Максимальные значения потенциальной функции не могут превышать некоторые пороговые значения, свойственные каждой точке рассматриваемого пространства, т.е. прочностные свойства пространства системы характеризуются некоторой пороговой функцией $P_x = f(x, T)$. В нашем случае – это поле энергетической прочности среды. Под энергетической прочностью понимается предельная плотность упругой энергии $[e]$, которую субстрат может накопить в единице своего объема без разрушения.

Потенциальную и пороговую функции можно объединить в одну *порогово-потенциальную функцию* в виде $f(E_x, P_x) = E_x - P_x$. Эта функция не имеет положительных значений. По мере роста значений потенциальной функции или снижения значений пороговой функции значения суммарной функции возрастают – кривая (E_x, P_x) приближается к нулю. Первый структурный элемент появится в момент, когда эта функция примет нулевое значение.

Итак, пока $P_x > E_x$, структурные элементы не образуются. Но если со временем значения P_x в какой-либо точке (области) пространства достигнут уровня E_x , в этой точке (области) возникает структурный элемент – в нашем случае трещина. Появление структурного элемента влечет за собой уменьшение потенциала в этой точке и ее близкой окрестности – локальную «разгрузку» потенциальной функции, выражающуюся в локальном высвобождении упругой энергии. В случае образования трещины зона разгрузки локализована в узкой полосе вдоль ее берегов.

Образовавшиеся зоны разгрузки, в силу принципа локальности, неизбежно, необратимо остаются на своих местах, сохраняя свою конфигурацию, несмотря на появление других трещин в других частях системы. Они, далее во времени, не могут располагать энергией сверх того минимума, который сохранился в них после акта разгрузки, – например, за счет подтока энергии из других частей системы. В результате в твердой системе, по мере высвобождения ее латентной энергии, образуются необратимые структурные изменения, выраженные появлением систем трещин.

СЦЕНАРИЙ ФРАГМЕНТАЦИИ

Трещина, возникшая в энергетически активной среде, в особенности в среде энергонасыщенной, не требует для своего развития подтока энергии из периферийных по отношению к ней частей системы, – что, кстати сказать, и физически невозможно. По мере своего движения, она сама вскрывает запасы упругой энергии, необходимой для ее развития, складированные на пути ее распространения в форме энергии сингулярностей.

Это создает условия, исключительно благоприятные для роста трещин. В прочной энергонасыщенной среде скорости их роста могут достигать скорости распространения упругих волн, а образование трещин может сопровождаться излучением упругих импульсов, то есть принимать динамический, сейсмический характер. При достаточной высокой плотности латентной энергии, трещина не испытывает остановок в своем росте и прорастает до выхода на границу тела или до пересечения с другой трещиной. В своей типичной выраженности образующиеся трещины – это трещины хрупкого отрыва, которые расчленяют субстрат тела на отдельные фрагменты.

Разрушение по *сценарию фрагментации* резко отличается от сценария, принятого в качестве базового в традиционной геомеханике, – до впечатления, что природа задалась целью создать два сценария разрушения, которые бы ни в чем не были друг на друга похожи. Причина этого в следующем.

На характер разрушения влияет множество условий. Однако определяющим фактором сценария, которому следует разрушение, является вид энергоснабжения элементов разрушаемого тела.

В геомеханике рассматривается единственный сценарий разрушения, который мы здесь обозначим как «классический». Экспериментальными прототипами этого сценария были опыты разрушения тел с *последовательным энергоснабжением*, – главным образом, при одноосном растяжении образцов, или при их изгибе.

Кинетика разрушения таких систем определяется следующим.

Если в цепи последовательно соединенных

электрических лампочек перегорит хотя бы одна, тут же обесточится и вся цепь. В принципе то же произойдет в стержне, подверженном одноосному растяжению. Стержень можно условно представить в виде системы последовательно соединенных поперечных сечений. Вначале нагрузку примерно одинаково воспринимают все сечения стержня, однако далее процесс разрушения естественным образом локализуется в его наиболее ослабленном сечении. Завершается концентрация дефектов в ослабленном сечении образованием магистрального разрыва, который и прекращает энергоснабжение всего стержня в целом. Эта картина весьма детально разработана, – например, в кинетической теории прочности.

С энергетической точки зрения, среда, содержащая сингулярности, представляет собой среду с множеством рассеянных в ней *автономных источников энергии*. Такую среду можно охарактеризовать, как среду с *независимым, автономным энергоснабжением* их элементов. Особенности разрушения такой среды совсем иные.

В случае возникновения трещины, хотя бы и «магистральной», т.е. секущей все сечение тела, в соответствии с принципом локальности латентная энергия высвобождается только в узкой зоне разгрузки у берегов этой трещины. Однако это не влияет на значения потенциальной функции в остальной части субстрата. Здесь сохраняются условия для появления трещин последующих генераций. В результате происходит формирование сетки трещин отдельности, плотность и общий структурный рисунок которой отражают изначальное распределение плотности латентной энергии, описываемое потенциальной функцией. Если изначально плотность латентной энергии была распределена в пространстве системы равномерно, образуется сетка трещин отдельности, статистически равномерно расчленяющих материал на множество фрагментов. Если значения потенциальной функции убывали от поверхности разгрузки по экспоненциальному закону, то по тому же закону будет следовать и возникающая система трещин – и т.д.

ФРАГМЕНТИРОВАННЫЕ СТРУКТУРЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Разрушение систем с независимым энергоснабжением их элементов выражается в явлении расчленения субстрата этих систем трещинами отдельности на отдельные фрагменты, – то есть оно следует *сценарию фрагментации*. Сценарий фрагментации предопределяется наличием латентной энергии в среде, ее энергетической ак-

тивностью. Среда в особенности обогащается латентной энергией, а, значит, и ростом величины латентных напряжений, в тех случаях, когда она вовлекается в вещественные преобразования на ранних, генетических стадиях своей эволюции. Видимо, можно утверждать, что в «жизни» реальных твердых тел эта стадия неизбежна. Об

этом, во всяком случае, свидетельствует тот факт, что реальная прочность твердых тел из-за микротрещин сильно (для горных пород – примерно на два порядка) понижена относительно их теоретической прочности, определяемой прочностью химических связей. По современным представлениям причиной образования такого рода микротрещин являются латентные напряжения (см., например, [Павлова, 1970]). Это говорит о том, что латентные микронапряжения, образующиеся при генезисе твердых тел, достаточны для разъединения атомных плоскостей. Они способны рвать химические связи, то есть способны достигать громадных значений, соответствующих прочности химических связей. То же, что среди реальных твердых тел такие тела, прочность которых была бы соизмерима с их теоретической прочностью, встречаются лишь как исключение, говорит о следующем: появление латентных напряжений на микроскопическом и субмикроскопическом уровнях, является всеобщим моментом их генезиса – универсальной закономерностью.

Сопоставление данных моделирования с натурными данными показывает, что системы трещин с признаками их образования по сценарию фрагментации имеют в геологической среде перманентное распространение. Это – системы трещин, – как правило, трещин хрупкого отрыва, – по которым в процессе их образования не происходит смещения разделяемых ими пород. Ряд геологов такого рода трещины называют *первичными*. Сюда, в частности, относятся *катаклатические структуры*, *диаклазы*, трещины разгрузки, планетарная трещиноватость, блоковая делимость земной коры. О чем говорит повсеместное распространение трещин этого вида?

О том, что на каком-то этапе своей истории объемы геологической среды неизбежно бывают энергетически активны и располагают значительными запасами латентной энергии – достаточными для образования первичных трещин.

Это дает основание рассматривать структурную эволюцию геологической среды в совершенно ином аспекте, условно выделив в ней четыре этапа: переход среды в энергетически активное состояние, существование в этом состоянии, переход среды в энергетически истощенное состояние и, наконец, дальнейшие тектонические трансформации среды уже энергетически истощенной. Во всех этих четырех состояниях механическое поведение геологической среды будет принципиально разным.

Такой взгляд дает возможность понять, почему одна и та же порода в одних случаях ведет себя хрупко, в других – пластично. Почему подвижки по разрывным нарушениям в одних случаях сопровождаются сейсмичностью, а в других они «асейсмичны». Почему техногенные воздействия в одних случаях сопровождаются появлением наведенной сейсмичности, а в других – нет, и т.д.

Одно из следствий, вытекающих из анализа тонкой структуры сейсмического режима в свете изложенных представлений, приводит к выводу, что сейсмичность есть процесс образования первичной трещиноватости, протекающий в соответствии со сценарием фрагментации.

Сейсмичность развивается не за счет действия современных тектонических сил, а за счет собственных энергетических ресурсов, заблаговременно накопленных фиксированными упругими деформациями среды на длительных отрезках ее предшествующей эволюции. Что касается современных тектонических сил, то они участвуют в сейсмическом процессе не на главных ролях, а на уровне управляющих воздействий. Но все это вопросы, требующие отдельного рассмотрения. Мы же привели их здесь для подкрепления главной мысли этой статьи, состоящей в утверждении, что латентные напряжения – это не экзотическая, сравнительно редкая форма напряженного состояния геологической среды, а фундаментальная особенность ее реального существования.

ЛИТЕРАТУРА

- Витман Ф.Ф. Остаточные напряжения. Л., М.: Гостехтеоретиздат. 1933.
Зимов С.А. Азбука рисунков природы. М.: Наука. 1993. 125 с.
Павлова Н.Н. Трещиноватость и разрушение

- горных пород. М.: Наука. 1970. 95 с.
Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 380 с.
Теодосиу К. Упругие модели дефектов в кристаллах. М.: Мир. 1985. 352 с.

ГРАВИТАЦИОННОЕ НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И МЕХАНИЗМ ГЕНЕРАЦИИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, reb@ifz.ru

Наличие в земной коре континентов областей, в которых оси напряжений максимального сжатия действуют в субгоризонтальном направлении, является одной из ключевых проблем геодинамики, физики очага землетрясений, горного дела и тектонофизики. Если сейсмологические и геофизические данные говорят о действии в горизонтальном направлении напряжений макси-

мального сжатия для относительно глубоких горизонтов кристаллической земной коры (более первых километров), то данные горняков (методы *in situ*) определяют подобные напряжения в самых верхних слоях (первые сотни метров) не только кристаллического фундамента коры, но и в областях горно-складчатых орогенов, а также в некоторых осадочных бассейнах.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГРАВИТАЦИОННОМ НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ

Гравитационное напряженное состояние. В XIX и начале XX веков в инженерной геологии, геомеханике и горном деле господствовало представление А. Гейма [Heim, 1878] о том, что напряжения в породном массиве отвечают *изотропному напряженному состоянию*, т.е. нормальное напряжение действует одинаково во все стороны и равно весу вышележащего столба горных пород. В рамках гипотезы А. Гейма фактически утверждалось, что на геологических временах имеет место пластическая (вязкая) реакция горных пород на действие массовых сил, определяющая полную релаксацию девиаторных напряжений и выравнивание ориентированных напряжений подобно тому, как это имеет место в жидких средах.

В первой половине XX века в работах академика А.Н. Динника [1928] была высказана гипотеза об идеально упругом деформировании пород верхних горизонтов земной коры. Согласно его теории были выполнены оценки распределения по глубине напряжений, показавшие наличие существенной девиаторной компоненты, вызванной меньшим в 2-3 раза уровнем напряжений горизонтального сжатия в сравнении с вертикальными напряжениями, модуль которых равен (в механике сжатия отвечают отрицательные значения, а для изотропного давления – положительные значения) весу вышележащих пород – *литостатическому давлению* P_{lt} ($\sigma_{zz} = -p_{lt} = -\rho g H$, ρg – удельный вес пород, H – глубина).

Горные геологи использовали данные о напряжениях, следующие из той или иной теории (А. Гейма или А.Н. Динника), в качестве начального состояния при расчетах возмущенного напряженного состояния горного массива, вызванного проходкой подземной выработки. Посколь-

ку наблюдались отклонения поведения породного массива вблизи горных выработок от того, что давали результаты таких горно-инженерных расчетов, предпринимались попытки развития теоретических представлений о генезисе напряжений. Выполнялось объединение этих теорий [Крупенников и др., 1972]. В расчетные формулы А.Н. Динника стали вводить поправочные коэффициенты (коэффициенты бокового отпора), увеличивающие напряжения горизонтального сжатия (σ_{xx} , σ_{yy}) вплоть до значений литостатического давления p_{lt} , определяемого весом столба горных пород на данной глубине.

Объяснение этого эффекта связывали не только с вязким течением, проявляющимся на длительных временах, как это было сделано в работе Ю.М. Либермана [1962], а и с пластическим деформированием горных пород, возникающим после достижения в массиве на определенных глубинах предельного напряженного состояния (критерии Кулон – Мора или Друккер – Прагера).

Отметим, что в горном деле напряженное состояние породного массива, вызываемое только действием массовых сил в случаях упругой, упруго-пластической или упруго-вязкой реакции среды принято именовать *гравитационным напряженным состоянием*.

Тектонические напряжения. Практика проведения горных работ показывала большое число случаев аномального поведения породного массива, косвенно показывающих отклонение природного напряженного состояния от теоретически предсказываемого. Было установлено, что достаточно часто в горизонтальном направлении действуют напряжения максимального сжатия, что приводило к характерной деформаций сво-

дов и стенок горизонтальных выработок, неожиданному появлению горных ударов в самых верхних горизонтах (первые десятки метров). Совершенно очевидно, что природное напряженное состояние в большом числе случаев не отвечает чисто гравитационному, определяемому как теориями А.Гейма, так и А.Н.Динника. Отклонение природного напряженного состояния от теоретическим предсказываемого в горно-инженерном деле [Цимбаревич, 1948] связывали с действием *тектонических напряжений* [Гзовский, 1954].

Данные in situ методов. Установлено, что в образованиях чехла платформ наибольшее сжимающее напряжение ориентированно в основном вертикально, хотя регистрируется (15-20%) и субгоризонтальное положение максимальных сжимающих напряжений (см. рис. 3). В скальных породах кристаллического и складчатого фундамента земной коры напряжения горизонтального сжатия обычно превосходят вертикальные сжимающие напряжения (около 60%). При этом превышение горизонтального сжатия над вертикальным может быть 5-10 кратное (на Хибинских рудниках такое превышение в некоторых случаях – 20-ти кратное [Марков, 1977]). В скальных массивах горно-складчатых сооружений наблюдается периодическая пространственная изменчивость режимов напряженного состояния, наибольшее проявление которой приурочено к зонами контакта этих областей с геоструктурами платформ. В складчатых областях и щитах на одних и тех же глубинах в горизонтальном направлении действуют большие по величине сжимающие напряжения, чем в чехле платформ. Отмечается приуроченность проявления высокого уровня горизонтальных сжимающих напряжений к зонам тектонических поднятий земной коры [Марков, 1980; Панин и др., 1996]. В зонах опусканий и медленных погружений земной поверхности горизонтальные сжимающие напряжения практически всегда меньше вертикальных.

Обобщения экспериментальных данных [Brady, Bzown, 2004] показывают широкий разброс значений отношения горизонтальных напряжений к вертикальным (рис. 4). Как видно из представленных данных на рис. 4 для глубин до 1000 м отношение среднего значения горизонтальных напряжений к вертикальным может быть более 2, имея разброс от 0.3 до 3.5. С глубиной разброс отношения горизонтальных напряжений к вертикальным уменьшается. На больших глубинах (2-3 км) горизонтальные сжимающие напряжения уже не превышают вертикальные, их максимальное отношение близко к 0.8, что несколько меньше, чем это должно быть по гипотезе А. Гейма. При этом нижний порог их отношения на всем диапазоне глубин близок к 0.3 – значениям, получаемым по результатам оценки чисто гравитационного напряженного в соответствии с гипотезой А.Н. Динника. Отметим имеющееся отклонение значений вертикальных напряжений от веса столба вышележащих горных пород, которое мало зависит от глубины и может превышать значение литостатического давления на 20 МПа (200 бар) или быть меньше его на 5-10 МПа (50-100 бар). Большой разброс подобных отклонений приурочен к глубинам менее 1500 м.

Тектоника плит и др. Объяснение полученных первых результатах in situ методов преобладания горизонтального сжатия над вертикальными напряжениями, Н. Хаст видел в рамках неоконтракционной гипотезы, связывавшей происхождение складчатости земной коры с влиянием уменьшения объема Земли в ходе постепенного ее охлаждения. Возникающие вследствие этих явлений дополнительные напряжения горизонтального сжатия – тектонические напряжения – могут обеспечить их превышение над вертикальными сжимающими.

Другой источник формирования напряжений, также связанный с активными современными горизонтальными движениями, находят в движениях литосферных плит, рассматриваемом в рамках гипотезы тектоники литосферных плит.

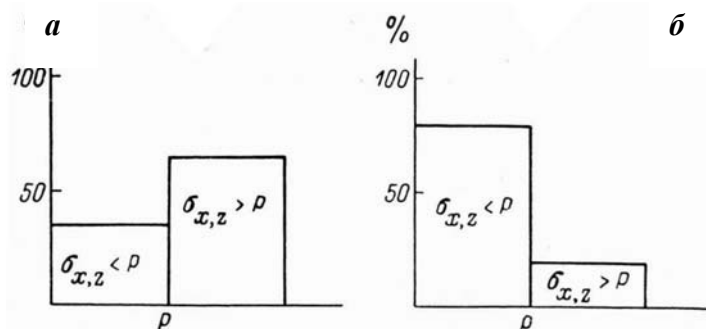


Рис. 3. Соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений для складчатого и кристаллического фундамента (а) и в породах чехла платформ (б) по данным Г.А. Маркова

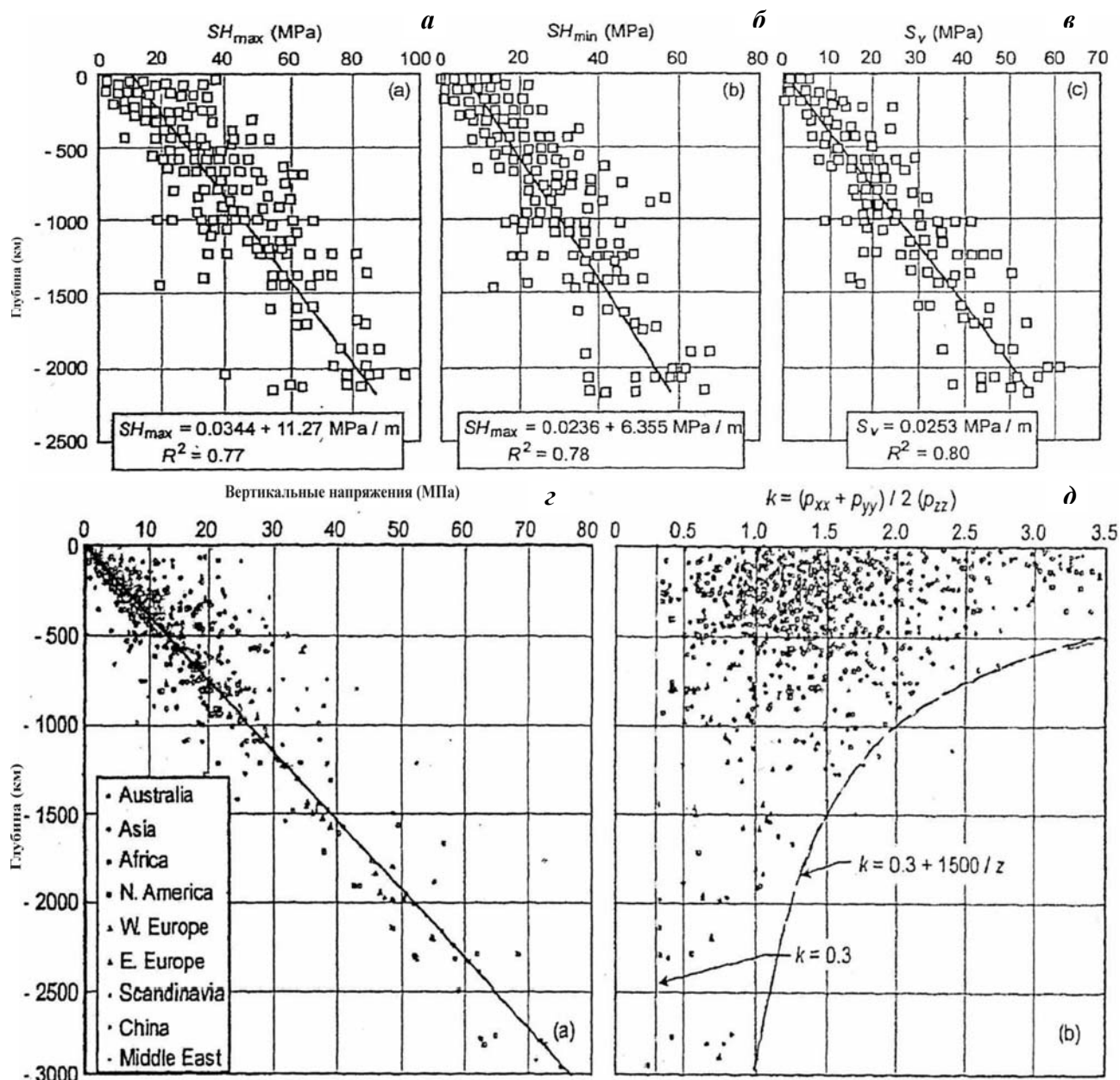


Рис. 4. Распределение по глубине значений горизонтальных и вертикальных напряжений из работы [Arjang, 2004] (а-в), а также вертикальных напряжений и отношения полусуммы горизонтальных напряжений (г, д) из работы [Brady, Bzown, 2004]

Достаточно типичным является объяснение возникновения дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений передачей воздействия со стороны достаточно удаленных границ литосферных плит, областей столкновения плит (зоны коллизии и субдукции) и их «раскрытия» (зоны рифтов) (см. например работу [Kozyrev, Savchenko, 2000; и др.] В качестве аргумента, подтверждающего природу наблюдаемых напряжений с позиции тектоники литосферных плит, используют обобщающую карту распределения напряжений, полученную в рамках проекта «World stress map» [Zoback, 1989; 1992].

С более общих позиций генезис тектонических напряжений верхних слоев земной коры как следствие дифференцированности современных

движений определен в работах [Гзовский, 1963; Марков, 1967, 1972]. В работах Ю.Г. Леонова [1991, 1995] в рамках исследования проблемы геодинамики платформенных областей и внутриплитовых орогенов рассматривается механизм генерации повышенных горизонтальных сжимающих напряжений, связанный с внутренними источниками механической энергии, к которым прежде всего были отнесены литогенетические и метаморфические процессы.

В рамках всех этих концепций считается, что в земной коре тектонические напряжения накладываются на гравитационное напряженное состояние, создавая в условиях неоднородности механических свойств пород наблюдаемые вариации современных напряжений. Однако суще-

ствующие особенности пространственного распределения режимов напряженного состояния, их латеральную мозаичность и вертикальную периодичность [Айтматов, 2003], сложно объяснить в рамках гипотезы дополнительного бокового сжатия. Перепады дополнительных напряжений в соседних участках могут отличаться на порядок и больше, в то время как вариации упругих модулей пород верхних слоев коры укладываются в 1.5-3 отношения.

По данным, полученным в результате исследования кернового материала Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, отношения средней величины горизонтальных напряжений к вертикальным на глубинах около 12 км близко к 0.8 [Савченко, 2003; 2004]. Подобное понижение уровня горизонтальных сжимающих напряжений с глубиной трудно объяснить в рамках гипотезы о дополнительных напряжениях, вызываемых боковым давлением, передаваемым от границ столкновения литосферных плит или из-за дифференцированности горизонтальных движений.

Остаточные напряжения. В работах В.С. Пономарева [1969], Н.П. Волоха [Волох и др., 1972], Г.А. Маркова [1980], И.Т. Айтматова [Айтматов, Тажибаев, 1987 и др.] высказывается гипотеза об ответственности за формирования дополнительных сжимающих горизонтальных напряжений *остаточных напряжений*, возникающих в горных породах в результате различных физико-механических процессов, в частности, формирование остаточных напряжений при вертикальных восходящих движениях, сопровождаемых *денудацией* поверхности.

Само понятие остаточных напряжений определяет отсутствие в период наблюдения факторов, ответственных за их возникновение в прошлом. Наличие остаточных напряжений требует, чтобы упругие деформации тем или иным образом фиксировались в горных породах после снятия нагрузок, приведших к их возникновению. В момент создания этих упругих деформаций внутренние напряжения уравнивали нагрузку на горный массив, которая может определяться условиями внешнего нагружения (боковые напряжения по отношению к рассматриваемому участку) или внутренними распределенным по объему силами или механо-химическими явлениями (массовые силы, тепловые деформации, дилатансия, метаморфизм и др.). Поскольку внешнее нагружение, создавшее эти упругие деформации, отсутствует, то их уравнивание должно определяться какими-либо другими факторами.

Остаточные напряжения, как и внутренние напряжения, возникающие в ответ на приложен-

ную нагрузку, связаны с упругими деформациями. Если после снятия внешней нагрузки упругие деформации снимаются полностью, то остаточные напряжения не образуются. Так обычно и происходит при деформировании до предела упругости, до появления остаточных деформаций. Если же в процессе нагружения преодолен предел упругости и в горной породе возникают пластические или катакластические – трещинные деформации, то возможность появления остаточных напряжений зависит от характера распределения неупругих – остаточных деформаций или условий на границах области деформирования.

Таким образом, первым фактором, из которого автоматически следует появление остаточных напряжений, является неоднородность распределения остаточных деформаций. Деформирование на запредельной стадии (при напряжениях выше предела упругости) в процессе прогрессивного нагружения (нарастающего во времени) сопровождается упругими и неупругими остаточными деформациями.

Другим фактором, определяющим возможность возникновения остаточных напряжений, является наличие стесненного деформирования на стадии нагружения и сохранение его на стадии разгрузки. В этом случае остаточные напряжения могут появляться в горной породе даже при однородном нагружении. Они будут сняты либо за счет вязкой релаксации напряжений, либо после снятия самого условия стесненного деформирования.

Вопрос о механизме генерации остаточных напряжений обсуждался в целом ряде работ. В работе [Пономарев, 2008] возникновение этих напряжений связывалось с вертикальным движением и эрозийным процессом, при этом в качестве главного источника, создающего остаточные напряжения, считаются гравитационные силы. Однако в этой работе, как и в работе [Леонов, 1995], не было сделано ни одной оценки, подтверждающей выдвинутую гипотезу, но эти работы вместе с работами [Волох и др. 1972; Айтматов, 1983] были, пожалуй, первыми, в которых напряжения горизонтального сжатия связывались не с дополнительным источником внешнего нагружения, а с постоянно действующим источником напряжений – массовыми силами.

Далее в развитие идей указанных работ будет дано обоснование возможного механизма генерации напряжений повышенного горизонтального сжатия, основную роль в котором выполняет энергия остаточных напряжений, накопленная в породной среде под действием гравитационных сил – ведущих сил литогенеза.

ТЕОРИЯ ОЦЕНКИ ГРАВИТАЦИОННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Упругое состояние. Напряженное состояние горных массивов, отвечающее действию только собственного веса, определяется предположением о том, что вертикальные напряжения равны весу вышележащей колонки пород:

$$\sigma_{zz} = -\rho g H, \quad (4)$$

и условиями горизонтального стеснения:

$$\varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = 0. \quad (5)$$

В случае упругого поведения квазиоднородного породного массива [Динник, 1928; Jager, 1962] горизонтальные напряжения определяются прямо из выражений (4) и (5)

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = -\frac{\nu}{1-\nu} \rho g H. \quad (6)$$

Здесь ν – коэффициент Пуассона, ρg – средний удельный вес колонки пород (произведение средней плотности на ускорение свободного падения) мощности H , а ось z направлена вертикально вниз. Касательные напряжения отсутствуют

$$\sigma_{ij} = 0, \quad i, j = x, y, z. \quad (7)$$

Вертикальные напряжения являются активными и представляют собой главные сжимающие напряжения ($\sigma_{zz} = \sigma_3$), в то время как горизонтальные – реактивные ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_1 = \sigma_2$), порожденные боковым стеснением пород, определяющим невозможность их свободного деформирования в горизонтальном направлении. Горизонтальные сжимающие напряжения равны друг другу и меньше вертикальных, что определяет тензор напряжений как тензор одноосного сжатия (коэффициент Лодэ – Надаи $\mu_\sigma = +1$). В геодинатике и тектонофизике этот тип напряженного состояния определяется как горизонтальное растяжение, т.к. в горизонтальном направлении действуют напряжения девиаторного растяжения, и ему отвечают разрывы со сбросовым типом смещений бортов. Отношение $\sigma_{xx} / \sigma_{zz}$ при $\nu = 0.25$ близко к 0.33, что соответствует минимальным значениям, полученным из *in situ* методов (рис. 4).

Выше уже говорилось, что в горном деле напряжения, вызванные действием только собственного веса горных пород и оцениваемые в предположении горизонтальной однородности и условий бокового стеснения, именуются гравитационными напряжениями. В этой статье далее практически всегда речь будет идти именно о

таких напряжениях. Будем присваивать напряжениям в выражениях (4) и (6) индекс e , поскольку они формируются в предположении упругого поведения массива. Из выражений (4) и (6) следует линейная зависимость от глубины максимальных касательных напряжений τ и всестороннего давления p :

$$\begin{aligned} \tau^e &= (\sigma_{xx}^e - \sigma_{zz}^e) / 2 = \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)} p_{lt}, \\ p^e &= -(2\sigma_{xx}^e + \sigma_{zz}^e) / 3 = \frac{1+\nu}{3(1-\nu)} p_{lt} \end{aligned} \quad (8)$$

при $p_{lt} = \rho g H$.

Для значений $\nu = 0.25$: $\tau^e = 0.33 p_{lt}$ и $p^e = 0.56 p_{lt}$, т.е. на упругой стадии нагружения увеличение значений максимальных касательных напряжений относительно увеличения всестороннего давления в случае $\nu = 0.25$ составляет 60%.

Деформированное состояние горных пород определяется выражениями:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{xx}^e &= \varepsilon_{yy}^e = \frac{(1-\nu)\sigma_{xx}^e - \nu\sigma_{zz}^e}{E} = 0, \\ \varepsilon_{zz}^e &= \frac{\sigma_{zz}^e - 2\nu\sigma_{xx}^e}{E} = -\frac{(1-2\nu)(1+\nu)}{1-\nu} \left(\frac{p_{lt}}{E} \right), \quad (9) \\ \theta^e &= \varepsilon_{zz}^e, \quad \gamma^e = |\varepsilon_{zz}^e|, \end{aligned}$$

где θ^e и γ^e – соответственно объемная деформация и максимальная деформация сдвига, а E – модуль продольной упругости.

Трещинное – катакластическое течение. Считается, что напряженно-деформированное состояние, отвечающее выражениям (8), может существовать только в самых верхних покровах земной коры и ее осадочного чехла. На больших глубинах в массиве происходит перевод части упругих деформаций в неупругие, приводящий к снижению девиаторных напряжений [Jager, 1962; Джагер, 1975].

Реальные горные породы представляют собой трещиноватую среду. Достижение в ней пластического состояния предваряется *катакластическим* – трещинным течением. Катакластическое течение выглядит подобным пластическому течению. В экспериментах на образцах катакластическое деформирование с формированием неупругих разрывных деформаций определяет завершение стадии чисто упругого поведения (см. рис. 6). Чем выше уровень всестороннего обжатия, тем выше значение предела упругости,

который в данном случае следует рассматривать не как предел истинной пластичности, а как начало катакластического течения. Только когда уровень всестороннего обжатия создаст силы трения на уже существующих и зарождающихся микротрещинах выше определенного уровня (на рис. 7 это происходит в точке А) трещинное течение становится невозможным и в образце может быть достигнут истинный предел упругости (пластичности).

В экспериментах по разрушению образцов горных пород замечено, что наличие видимых дефектов прочности уменьшает нагрузку, которую образец способен выдержать, при этом с увеличением размеров образца уменьшается его прочность. Это говорит о том, что эффективная поверхностная прочность существующих дефектов в виде трещин с уменьшением их размера повышается. Образцы горных пород, используемые в экспериментах на разрушение и ползучесть, имеют размеры в первые сантиметры – десятки сантиметров, т.е. весь диапазон масштабов трещин укладывается в 2-3 порядка – от микротрещин, соизмеримых с размерами зерен – доли миллиметров, до макротрещин в десятки миллиметров. Снижение прочности образцов при увеличении их размеров укладывается в десятки процентов.

Граница начала катакластического течения. Нас будет интересовать положение кровли области катакластического течения, когда больше объемы горных пород получают возможность сбросить часть упругих деформаций, вызванных повышением уровня гравитационных девиаторных напряжений с глубиной. В работе [Jager, 1962] эта граница определялась на основании условия Кулона – Мора. Это условие, в том виде как оно было использовано, характеризует хрупкое разрушение в изначально ненарушенных горных породах. Мы выберем в качестве подобного условия критерий Друккера – Прагера, который более подходит для сред, имеющих множество разноориентированных зон пониженной прочности, активизация которых приводит к деформированию пород подобно пластическому:

$$\tau_c = I_2 + k_f(I_1 + p_{fl}) \leq \tau_f \quad (10)$$

$$\text{при } I_2 = 2\tau / \sqrt{3} \text{ и } I_1 = -p,$$

где τ_c – кулоновы напряжения, I_1 и I_2 – первый и второй инварианты тензора напряжений, τ_f – внутреннее сцепление (cohesion), k_f – коэффициент внутреннего трения, а

$$p_{fl} = \lambda p_{ll} \quad (11)$$

– флюидное давление в трещинном пространстве горных пород. Флюидное давление уменьшает обжимающий эффект тектонического давления p , снижая сопротивление сил трения на поверхностях трещин. Выражение (11) предполагает линейную зависимость флюидного давления от глубины с разной величиной градиента: $\lambda = 0.38$ – близкий к гидростатическому (вес столба жидкости на данной глубине), $\lambda = 1$ – близкий к литостатике (вес столба горных пород на данной глубине). Отметим, что левую часть выражения (10) мы в дальнейшем будем именовать кулоновыми напряжениями τ_c , так же это делается при использовании критерия Кулона – Мора.

Заметим также, что в механике растягивающие нормальные напряжения (направленное давление) положительны, а всестороннее давление положительно, если оно создает равномерное сжатие. В силу этого обстоятельства увеличение тектонического давления p приводит к уменьшению кулоновых напряжений (увеличиваются силы трения) и удалению напряженного состояния от критического (строгое неравенство в выражении (10)), что на диаграмме Мора рис. 6, б соответствует смещению большого круга Мора для этого состояния вправо. Увеличение флюидного давления, наоборот, увеличивает кулоновы напряжения (уменьшаются силы трения), напряженное состояние приближается к критическому, что на диаграмме Мора рис. 6, б соответствует смещению большого круга Мора для этого состояния влево, приближая его к предельной огибающей.

Подставив в правую часть критерия (10) значения параметров из выражений (8), (11) и используя предельное соотношение в данном критерии в виде знака равенства, находим глубину H_p , начиная с которой породы катакластически текут в условиях действия только гравитационного напряженного состояния

$$H_p = \frac{3(1-\nu)\tau_f}{[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) + 3k_f(1-\nu)\lambda] \rho g} \quad (12)$$

Отрицательные значения знаменателя в (12) означают, что для данных значений параметров не происходит переход от упругого состояния в катакластическое. Например, при $\lambda = 0$ и $\nu = 0.25$ отсутствие катакластического течения на глубине происходит при $k_f > 0.65$. В этом случае силы трения с глубиной нарастали бы быстрее, чем происходил рост касательных напряжений. Флюидное давление способствует охрупчиванию горных пород, поэтому при $\lambda = 0.38$ и $\nu = 0.25$ запрет на катакластическое течение накладывали бы значения коэффициента внутреннего трения

$k_f > 2.2$, что для горных пород практически не встречается.

Для параметров прочности $k_f = 0.6$ (средний коэффициент внутреннего трения большинства горных пород, находящихся в условиях среднего уровня обжимающего давления), $\tau_f = 25 \text{ кГ/см}^2$ (прочность сцепления сплошных образцов алевролитов, аргиллитов и трещиноватых пород верхней и средней коры), удельного веса $\rho g = 2.7 \text{ Г/см}^3$ и коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$ в условиях сухой породы ($p_{fl} = 0$), находим $H_p = 1.8 \text{ км}$. При гидростатическом законе распределения флюидного давления по глубине $p_{fl} \approx 0.38 p_{li}$ – открытая до поверхности трещинная пористость, переход в катакластическое состояние происходит при $H_p \approx 0.34 \text{ км}$. Если предположить, что в глубине коры возникают области локально повышенной трещиноватости, то их можно рассматривать как участки «закрытой» пористости, не сообщающейся с поверхностью, в которых может повышаться флюидное давление вплоть до литостатических значений $p_{fl} \approx p_{li}$. В этом случае $H_p \approx 0.14 \text{ км}$.

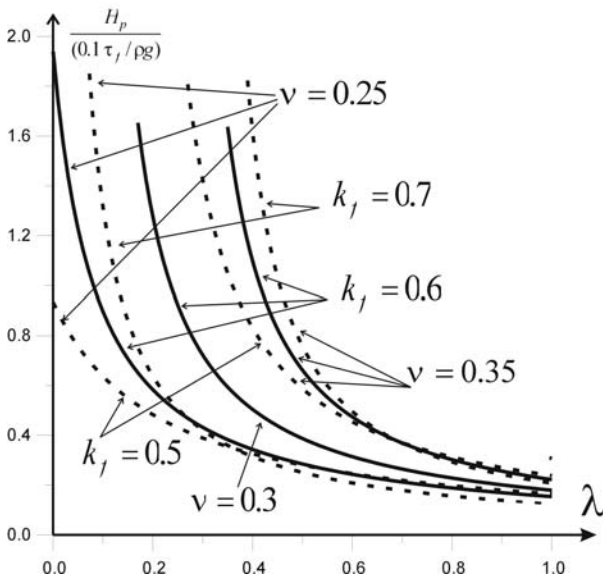


Рис. 9. Зависимость глубины (км) перехода к катакластическому течению от типа флюидного давления в трещинно-поровом пространстве, определяемом коэффициентом λ , а также от значений коэффициентов Пуассона и внутреннего трения. Нормировка глубины произведена на $0.1 \tau_f / (\rho g)$, где прочность сцепления (τ_f) в кГ/см^2 , а удельный вес (ρg) в Г/см^3

На рис. 9 представлена зависимость глубины расположения кровли области катакластического течения от определяющих параметров. При построении графиков на этом рисунке условия нормировки принимались такими, чтобы при

подстановке в них прочности сцепления (τ_f) в кГ/см^2 (барах) и удельного веса (ρg) в Г/см^3 значения H_p были в километрах. Из приведенных графиков видно, что увеличение коэффициента Пуассона (ν) и коэффициента внутреннего трения (k_f) увеличивает значение H_p .

Приложение оценки глубины кровли перехода пород в катакластическое состояние к осадочному бассейну, формирование которого происходит в шельфе, требует учета высоты водного столба H_w^0 . Этот столб воды создает не только дополнительный пригруз на твердые горные породы (100 бар для каждого километра толщи воды), но и дополнительное давление для флюида в трещинно-поровом пространстве пород. Для пористости, открытой до поверхности, и давления флюида, определяемом весом полного (до поверхности моря) столба воды ($H_p + H_w^0$):

$$H_p = \frac{\left\{ 3(1-\nu)(\tau_f - k_f \rho_w g H_w^0) - \left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) \right] \rho_w g H_w^0 \right\}}{\left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) + 3k_f(1-\nu)\lambda \right] \rho g} \quad (13)$$

Здесь $\rho_w g = 1.0 \text{ Г/см}^3$ – удельный вес воды. При глубине моря шельфовой области около 400 м, $\nu = 0.25$, $\tau_f = 25 \text{ кГ/см}^2$, $k_f = 0.6$ кровля катакластического течения в горных породах совпадает с дном шельфа (числитель в выражении (12) меньше нуля), т.е. горные породы повсеместно испытывают катакластическое деформирование.

Подобный же вариант расчета можно использовать и при оценке глубины кровли катакластического течения для пород щитов, находящихся под ледовой нагрузкой (современная Антарктида, Балтийский щит – 25-35 тысяч лет назад). Отличие заключается в том, что дополнительное давление флюида в трещинном пространстве будет обеспечено столбом воды мощностью меньшей, чем мощность льда. Применительно к этому случаю формула расчета кровли катакластического течения может быть представлена в следующем виде:

$$H_p = \frac{\left\{ 3(1-\nu)(\tau_f - k_f \rho_a g H_a^0) - \left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) \right] \rho_a g H_a^0 \right\}}{\left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) + 3k_f(1-\nu)\lambda \right] \rho g} \quad (14)$$

Здесь $\rho_a g = 0.9 \text{ Г/см}^3$ – удельный вес льда, а H_a^0 и H_w^0 – мощность льда и воды у его подошвы. Если положить $H_a^0 = 2000 \text{ м}$, а $H_w^0 = 250 \text{ м}$, то при тех же упругих и прочностных параметров

пород, что и в выше рассмотренном примере для шельфа, катакластическое течение будет начинаться непосредственно от поверхности.

Навалынные условия. Выполненные оценки не учитывают целый комплекс геологических и физических процессов, происходящих в массивах горных пород с момента их формирования: литогенез, диагенез, тепловые деформации и др. Так, накапливающиеся осадки, прежде чем стать твердой породой, уплотняются, из них выделяются излишки воды, идут литогенетические процессы. Механические свойства осадков (песок, глина, известняк и др.) изменяются во времени, постепенно приближаются к значениям, отвечающим песчанику, аргиллиту, мрамору и др. В начальный период формирования они более способны к пластическому деформированию – вязко текут. В это время сверху намываются новые слои осадков, нагрузка на породы, еще не прошедшей полный процесс литогенеза, возрастает. Вероятно, при высокой скорости накопления осадков при достижении предельного состояния (10) под действием веса вышележащих пород в них будут происходить процессы пластического течения, а при низкой скорости – катакластического (трещинного) течения. В осадочных бассейнах для того, чтобы получить более точные оценки глубины смены чисто упругого состояния на катакластическое или вязко-пластическое необходимо решать более сложную задачу, учитывающую изменения механических свойств геосреды не только по глубине осадочного бассейна, но и во времени [Суетнова, 2003].

Другие процессы осложняют подобные оценки для пород кристаллического фундамента коры. Первоначально, когда они находились при температурах, близких к температурам плавления, отвечающий им коэффициент Пуассона был близок к 0.5 и в них практически отсутствовали девиаторные напряжения. В этот период в породах коры напряженное состояние было по А. Гейму. В процессе эволюции Земли породы кристаллического фундамента остывают более быстро, чем мантия, и, следовательно, испытывают деформации горизонтального растяжения. При этом также происходит изменение значения коэффициента Пуассона, он постепенно начинает снижаться, приближаясь к значениям, отвечающим гранитам и базальтам (0.2-0.3). Для того чтобы определить границу перехода в глубине коры от упругого к пластическому или катакластическому состоянию, здесь также необходимо решать задачу с учетом эволюции механических свойств в процессе остывания Земли, т.е. необходимо знать начальные условия формирования коры.

Гравитационное напряженное состояние в условиях катакластического течения. Накопление неупругих деформаций в области катакластического деформирования ($H > H_p$) осуществляется таким образом, чтобы уменьшить разницу между напряжениями, действующими в вертикальном и горизонтальном направлении. Поскольку вес столба горных пород фиксирует неизменной величину вертикальных сжимающих напряжений ($\sigma_{zz}^e = -p_{lt}$), то в условиях бокового стеснения уменьшение разницы между ним и напряжением горизонтального сжатия может быть достигнуто только путем появления дополнительного горизонтального сжатия

$$\sigma_{ii} = \sigma_{ii}^e + \Delta\sigma \text{ при } \Delta\sigma < 0, i = x, y. \quad (15)$$

В этих условиях максимальные касательные напряжения и всестороннее давление переписываются в виде:

$$\tau = \tau^e + \Delta\sigma / 2, p = p^e - 2\Delta\sigma / 3. \quad (16)$$

Подставив в правую часть критерия (10) значения напряжений в том виде, как это представлено в выражениях (15), (16), находим

$$\tau_c = \tau_c^e + (1/\sqrt{3} - 2k_f/3) \Delta\sigma \quad (17)$$

$$\text{при } \tau_c^e = 2\tau^e / \sqrt{3} - k_f(p^e - p_{fl}).$$

Согласно выражению (17) дополнительные горизонтальные сжимающие напряжения уменьшают уровень кулоновых напряжений τ_c^e , которые могли быть, если учитывать только гравитационные напряжения (σ_{ii}^e). На рис. 10 на диаграмме Мора показано положение точки A^o , отвечающей значениям кулоновых напряжений τ_c^e при чисто упругом нагружении (линия OA^o , построенная в предположении выполнения гипотезы (11)). Эта точка находится выше предельной огибающей Мора, в области нереализуемых напряженных состояний. Дополнительное горизонтальное сжатие $\Delta\sigma < 0$ переводит это напряженное состояние на предельную огибающую Мора в точку B^o .

Подставив в кулоновы напряжения (17) выражения гравитационных напряжений в виде (8) и используя для флюидного давления гипотезу о линейном изменении с глубиной (11) из предельного соотношения (10), находим:

$$\Delta\sigma = - \frac{\left\langle \frac{(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu)}{3k_f(1-\nu)\lambda} \right\rangle p_{lt} - 3(1-\nu) \tau_f}{(\sqrt{3} + 2k_f)(1-\nu)} \quad (18)$$

при $H \geq H_p$.

Здесь согласно выражению (12) числитель всегда положительный ($p_{ll}(H) \geq p_{ll}(H_p)$). Если принять в качестве параметров, определяющих выражение (17), значения, использованные выше при расчете глубины начала упруго-катакластического течения ($\nu = 0.25$, $k_f = 0.6$), то выражение для $\Delta\sigma$ примет следующий вид:

$$\Delta\sigma = -(0.0527 + 0.614 \lambda) p_{ll} + 1.02 \tau_f \quad (19)$$

при $H \geq H_p$.

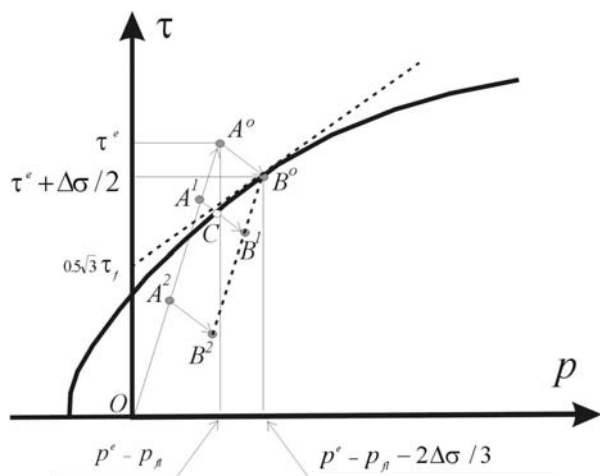


Рис. 10. Диаграмма Мора для гравитационных напряженных состояний, показывающая компоненты, вызванные упругим нагружением и разгрузкой (линия OA^o), а также катакластическим течением (линия A^oB^o). Разгрузка линейно уменьшает девиаторные и изотропную компоненты тензора напряжений, а катакластическое течение приводит к снижению девиаторных компонент и увеличению всестороннего давления. Остальные пояснения в тексте в этом и следующих разделах

На рис. 11 показана зависимость изменения с глубиной дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений, вызванных катакластическим течением в условиях действия только массовых сил. Из (19) следует, что при $\lambda = 0.38$ на глубине 5 км дополнительные сжимающие напряжения будут около 140 бар, а при $\lambda = 0.8$ — около 750 бар. Достижение модулем дополнительных сжимающих напряжений $|\Delta\sigma|$ удвоенных значений максимальных касательных напряжений для упругой стадии на глубинах более 5 км ($\tau_f / p_{pl} < 5\%$) отвечает, согласно (19), значениям λ немногим более 1 (1.07), т.е. флюидное давление немного выше литостатики. Для $\tau_f = 0$ максимального значения $\Delta\sigma$ достигают при $\lambda = 1$, приближаясь к удвоенной величине максимальных касательных напряжений, действующих в упругом состоянии.

На рис. 12 представлены зависимости от глубины этих инвариантных характеристик напря-

женного состояния для разных типов флюидного давления. В соответствии с выражениями (16) и (18) градиент изменения с глубиной величин девиаторных и изотропных напряжений прямо зависит от градиента флюидного давления. Чем выше градиент флюидного давления, тем меньше градиент τ и больше градиент p . Если в каком-либо из слоев земной коры происходит резкая смена величины флюидного давления (на рис. 9 $\lambda = 0.38, 1, 0.6$), то это отражается на величине этих напряжений, τ и p меняются на границе этого слоя скачком.

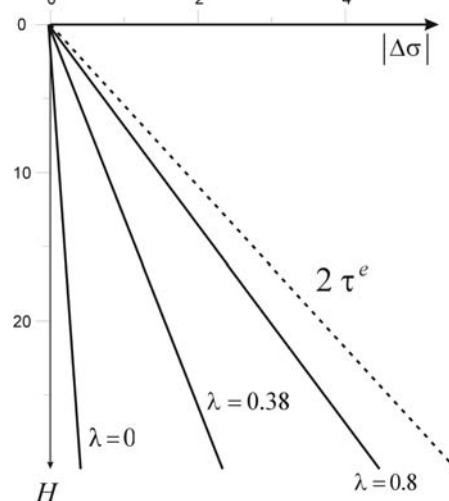


Рис. 11. Изменение с глубиной (км) модуля значений дополнительных сжимающих напряжений (Кбар) в зависимости от градиента флюидного давления: $\lambda = 0, 0.38, 0.8$ и при $\tau_f = 0.025$ Кбар. Пунктирная линия определяет удвоенное значение максимальных касательных напряжений в упругом состоянии τ^e . При значении $\lambda = 1$ (флюидное давление в трещинно-поровом пространстве также равно литостатике) модуль дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений становится равными $2\tau^e$. В этом случае при действии только массовых сил напряженное состояние горных пород чисто литостатическое, девиаторные напряжения отсутствуют

В предыдущем разделе при описании результатов наблюдений *in situ* методами было установлено, что на глубине (после 3 км) отношение горизонтальных сжимающих напряжений к вертикальным напряжениям стремится к 0.8 (см. рис. 4). Это означает, что флюидное давление здесь отвечает значению $\lambda \approx 0.7$, если использовать приближение дополнительных сжимающих напряжений $\Delta\sigma$, даваемое выражением (19). Именно при таком значении λ согласно (15) и (4) указанное отношение близко к 0.8.

Катакластическое течение горных пород приводит к уменьшению разницы между вертикальными и горизонтальными сжимающими напряжениями, но не приводит к смене индекса глав

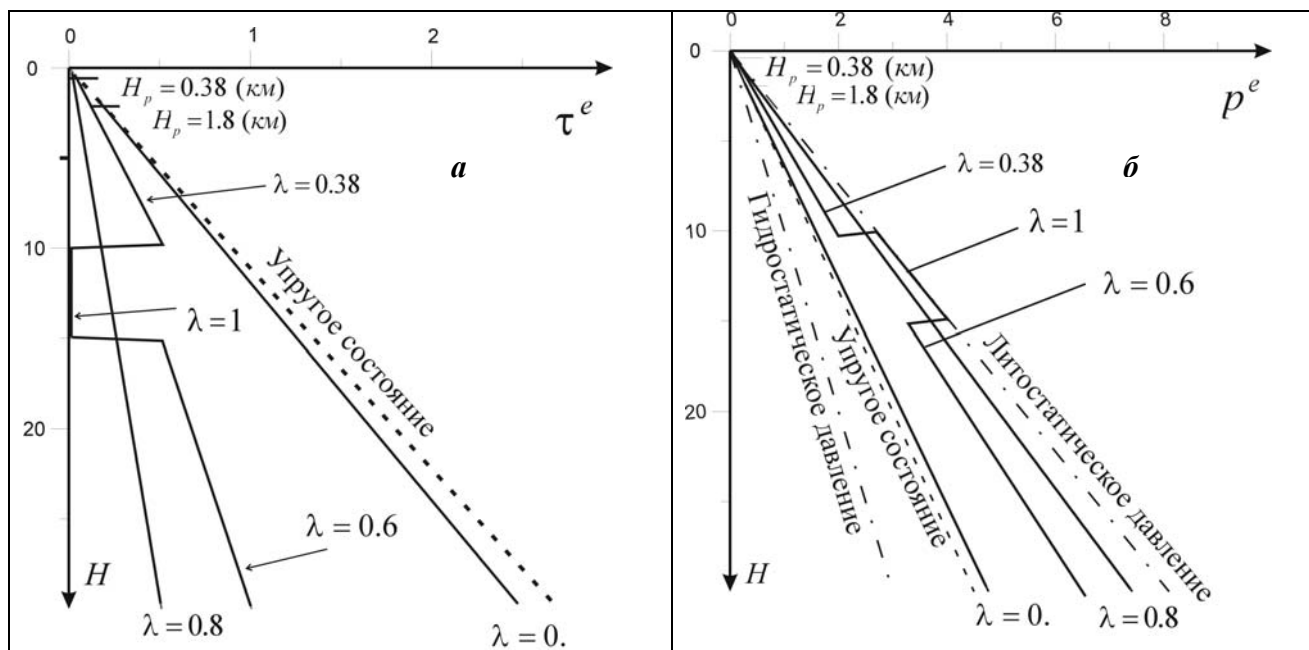


Рис. 12. Изменения в килобарах с глубиной в километрах значений максимальных касательных напряжений τ^e (а) и всестороннего давления p^e (б) для разных режимов флюидного давления

ных напряжений, действующих в вертикальном и горизонтальном направлениях. Таким образом, геодинамический режим, отвечающий этой стадии, также является горизонтальным растяжением. В случае одинакового увеличения значений напряжений горизонтального сжатия также не изменяет и вид эллипсоида напряжений, он остается соответствующим одноосному сжатию $\mu_\sigma = \mu_\sigma^e = +1$. Если в каком либо из латеральных направлений условие стеснения с повышением горизонтального сжатия перестанет выполняться (в этом направлении будет происходить растяжение слоев горного массива), то напряжения сжатия в этом направлении будут увеличиваться медленнее, чем в другом ортогональном ему латеральном направлении. Таким образом, в направлении, где стеснение ослаблено, будет действовать промежуточное главное напряжение σ_2 , а в ортогональном ему латеральном направлении – алгебраически максимальное главное напряжение σ_1 . В этом случае значения коэффициента Лодэ – Надаи станут меньшими +1, но останутся большими 0.

Отметим, что в случае, если флюидное давление по глубине изменяется по нелинейному закону так, что $\lambda(H)$ не является постоянной, то дополнительные горизонтальные напряжения также будут изменяться по нелинейному закону. Если предположить, что флюидное давления в трещинно-поровом пространстве нарастает с глубиной быстрее, чем это дает линейный закон, то графики изменения максимальных касательных напряжений и всестороннего давления могут выглядеть так, как это показано на рис. 13.

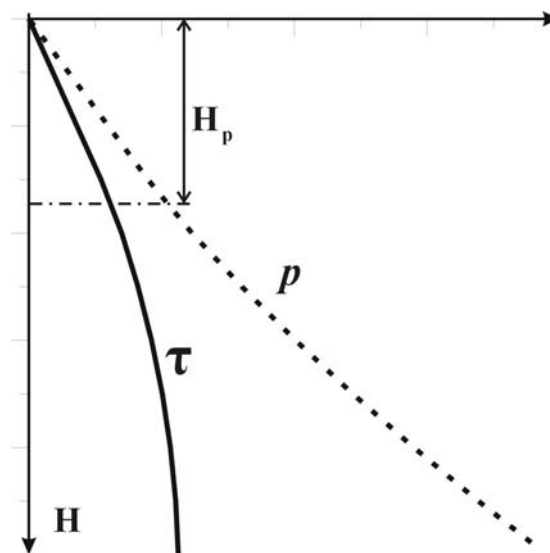


Рис. 13. Изменение по глубине слоя касательных напряжений и всестороннего давления для гравитационного напряженного состояния. Горизонтальная штрих-пунктирная линия указывает глубину смены упруго на упруго-пластического состояния

Гравитационное уплотнение. Дополнительные горизонтальные напряжения $\Delta\sigma$ приводят к появлению дополнительных упругих деформаций в горизонтальном ($\Delta\varepsilon_{xx}^e$, $\Delta\varepsilon_{yy}^e$) и вертикальном ($\Delta\varepsilon_{zz}^e$) направлениях:

$$\begin{aligned}\Delta\varepsilon_{zz}^e &= -2\nu \Delta\sigma / E, \\ \Delta\varepsilon_{ii}^e &= (1 - \nu) \Delta\sigma / E, \quad i = x, y.\end{aligned}\quad (20)$$

Выражение для определения взаимосвязи неупругих – остаточных деформаций ε_{ii}^p (эти деформации после снятия нагрузки остаются в сре-

де) с дополнительными упругими деформациями и соответственно с дополнительными горизонтальными напряжениями, следует из самого условия стеснения (5):

$$\varepsilon_{ii}^p = -\Delta\varepsilon_{ii}^e = -(1-\nu)\Delta\sigma/E \text{ при } i = x, y. \quad (21)$$

Поскольку $\Delta\sigma \leq 0$, то из выражений (20) и (21) видно, что неупругие деформации $\varepsilon_{xx}^{gp} = \varepsilon_{yy}^{gp}$ являются деформациями удлинения, а *дополнительные* упругие деформации $\Delta\varepsilon_{xx}^{ge} = \Delta\varepsilon_{yy}^{ge}$ – деформациями укорочения. Подобное взаимоотношение упругих и неупругих деформаций свойственно течению в условиях бокового стеснения. Неупругие деформации, развивающиеся в горизонтальном направлении, можно уподобить жесткому клину, взводящему пружины упругих деформаций (см. рис. 14).

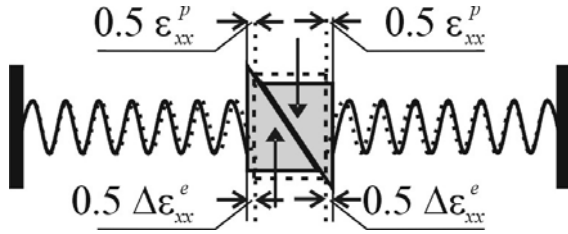


Рис. 14. Иллюстрация упруго-пластического деформирования в условиях бокового стеснения, когда упругие и неупругие деформации взаимно компенсированы $\Delta\varepsilon_{xx}^{ge} = \Delta\varepsilon_{yy}^{ge}$

Поскольку в верхних слоях коры формирование неупругих деформаций обусловлено не дислокационным механизмом пластического течения, а трещинным деформированием, то в массиве горных пород формируются трещины со смещениями крыльев в виде сбросов (см. фото рис. 15).

В вертикальном направлении также развиваются неупругие деформации, которые можно рассчитать на основе условия неизменности объема за счет неупругих деформаций:

$$\vartheta^p = \varepsilon_{xx}^p + \varepsilon_{yy}^p + \varepsilon_{zz}^p = 0. \quad (22)$$

Из (21) и (22) следует:

$$\varepsilon_{zz}^p = -2\varepsilon_{xx}^p = 2(1-\nu)\Delta\sigma/E. \quad (23)$$

Поскольку $\Delta\sigma \leq 0$, то в вертикальном направлении *дополнительные* упругие деформации (см. первое выражение в (20)) являются деформациями удлинения, а неупругие – деформациями укорочения. Условие (21) не учитывает явление дилатансии, сопровождающее хрупкое разрушение и пластическое течение при невысоком уровне всестороннего обжатия. Согласно теории дилатантивирующих упруго-пластических сред [Николаевский, 1996] неупругие деформации сдвига

γ^p и объема ϑ^p связаны соотношением:

$$\vartheta^p = k_\phi \gamma^p. \quad (24)$$

Поскольку в рассматриваемом случае накопления неупругих деформаций деформация сдвига и объема определяется как

$$\gamma^p = \varepsilon_{xx}^p - \varepsilon_{zz}^p \text{ и } \theta^p = 2\varepsilon_{xx}^p + \varepsilon_{zz}^p, \quad (25)$$

то из выражения (23) следует:

$$\varepsilon_{zz}^p = -\frac{2-k_\phi}{1+k_\phi} \varepsilon_{xx}^p = \frac{2-k_\phi}{1+k_\phi} (1-\nu) \Delta\sigma/E,$$

$$\theta^p = -\frac{3k_\phi}{1+k_\phi} (1-\nu) \Delta\sigma/E. \quad (26)$$

В выражении (25) для неупругих деформаций в вертикальном направлении учтен дилатансионный эффект – увеличение объема в процессе катакластического течения. Видно, что значение $k_\phi > 0$ приводит к уменьшению значений неупругих деформаций укорочения, развивающихся в вертикальном направлении в сравнении с течением без дилатансии (при $k_\phi = 0.5$ это уменьшение двукратное). Далее уточненное выражение для неупругих деформаций в вертикальном направлении (25) не будет использоваться. Будет применяться его упрощенный вариант при $k_\phi = 0$, т.е. выражение (22).

Используя (21) и значение для упругих деформаций из выражения (19), находим, что в вертикальном направлении суммарные дополнительные деформации (остаточные и упругие) приводят к уменьшению мощности пласта горных пород ($\Delta\sigma \leq 0$), перешедшего в состояние катакластического течения

$$\Delta\varepsilon_{zz} = \varepsilon_{zz}^{gp} + \Delta\varepsilon_{zz}^{ge} = 2(1-2\nu)\Delta\sigma/E < 0. \quad (27)$$

В рассматриваемых условиях катакластического течения переход части упругих деформаций в остаточные определяется возникновением и активизацией большого числа трещин с кинематикой сбросового типа. При этом под действием гравитационных напряжений происходит общее упругое уплотнение среды:

$$\Delta\theta^e = \Delta\varepsilon_{zz}^e + \Delta\varepsilon_{xx}^e + \Delta\varepsilon_{yy}^e =$$

$$2(1-2\nu)\Delta\sigma/E = 2\Delta\sigma/3K < 0, \quad (28)$$

где $K = E/3(1-2\nu)$ – модуль упругого изменения объема.

Подобное катакластическое деформирование горного массива под действием только собственного веса можно рассматривать как *гравитационное уплотнение*. Заметим, что при учете дилатансионного эффекта в процессе катакла-

стического течения может наблюдаться увеличение суммарного объема породы (для $\nu = 0.25$ при $k_\phi > 1.4$). В дальнейшем нам понадобится максимальная деформация дополнительного упругого сдвига, которая определится как разность упругих продольных деформаций

$$\Delta\gamma^e = \Delta\varepsilon_{zz}^e - \Delta\varepsilon_{xx}^e = -(1 + \nu)\Delta\sigma / E = \Delta\sigma / 2G > 0, \quad (29)$$

где $G = E / 2(1 + \nu)$ – модуль упругого сдвига.

На упруго-катакластической стадии рост всестороннего давления для $\nu = 0.25$ может составить более 55% от литостатики. Максимальные касательные напряжения на упруго-катакластической стадии могут полностью релаксировать. Значение изменения касательных напряжений от всестороннего давления на стадии катакластического течения не зависит от коэффициента Пуассона, определяется выраже-

ниями (16) и составляет 75%. Отметим, что деформации максимального сдвига при полном выравнивании нормальных напряжений нулевые не за счет упруго разгрузки, а в результате накопления неупругих – катакластических деформаций. Если в качестве упругих и прочностных параметров принять ранее использованные значения (выражение (19)) и считать $\lambda = 0.38$, $\tau_f = 25$ бар, то для глубины в 5 км переход от упругого состояния в упруго-катакластическое будет сопровождаться появлением дополнительных напряжений горизонтального сжатия $\Delta\sigma \approx -372$ бара. Используя это значение в (27) и полагая $E = 10^5$ бар, находим, что суммарные (упругие и неупругие) деформации в вертикальном направлении будут составлять около 0.37%. Если предположить, что переход от упругого к упруго-катакластическому деформированию произошел в пяти километровом слое, то опускание поверхности составит около 9 метров.

ОСТАТОЧНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Изменения напряженного состояния при вертикальных перемещениях горных пород в процессе осадконакопления и горообразования. Как выше уже отмечалось, гравитационное уплотнение не приводит к инверсии главных напряжений, т.е. в вертикальном направлении продолжают действовать напряжения максимального сжатия. За счет дополнительных горизонтальных напряжений лишь уменьшается разница между вертикальными и горизонтальными сжимающими напряжениями. В случае опускания участка коры, сопровождающегося увеличением мощности осадков - процесс осадконакопления, породы на глубине будут испытывать дополнительные сжимающие напряжения, вызванные не только упругими деформациями от дополнительного веса пород, но и дополнительным катакластическим деформированием. В силу того, что катакластическое течение лишь уменьшает разницу между вертикальными и горизонтальными напряжениями, в процессе осадконакопления также не происходит инверсии главных напряжений, и режим напряженного состояния здесь отвечает горизонтальному растяжению (максимальное сжатие субвертикально).

Определенные отличия от стандартного режима гравитационного напряженного состояния будет наблюдаться в процессе горообразования, обусловленного вертикальным подъемом, не сопровождающимся эрозией поверхности. При медленном вертикальном подъеме локальных объемов горных массивов породы, получившие на глубине добавочные горизонтальные напря-

жения, переходят на меньшие глубины, где вступают в соприкосновение с породами, имеющими меньшие горизонтальные сжимающие напряжения. Различия в уровне горизонтальных напряжений соседствующих участков, складывающиеся из различия в уровнях напряжений, обусловленных как неупругими ($\Delta_{dH}\sigma$), так и упругими деформациями ($\Delta_{dH}\sigma^e$), могут быть оценены выражением:

$$d\sigma = \Delta_{dH}\sigma + \Delta_{dH}\sigma^e = -\left(1.0527 + 0.614 \lambda\right) \frac{dH}{H} p_{lt} \quad (30)$$

при $p_{lt} = \rho g H$.

Здесь dH и H – соответственно величина вертикального подъема участка коры и глубина, для которой производится сравнение уровней горизонтальных напряжений в слоях коры, сопряженных вдоль границы вертикального сдвигания пород.

В результате совмещения деформаций контактирующих в латеральном направлении слоев в некоторой зоне их сопряжения произойдут изменения распределения горизонтальных сжимающих напряжений, вызванных упругими и неупругими деформациями. Здесь между породами соседних участков возникнет определенное выравнивание горизонтальных напряжений, которое в стабильных участках будет сопровождаться только упругими деформациями и приводит к уменьшению здесь кулоновых напряжений. В любом случае это перерас-

пределение напряжений не может привести к переиндексации главных напряжений и превышению уровня горизонтального сжатия над вертикальным.

Иная ситуация происходит, когда процесс горообразования сопровождается эрозией земной поверхности со скоростью, сопоставимой со скоростью подъема, либо когда эрозия полностью выровняла рельеф после завершения стадии горообразования. Если после вертикального подъема на величину dH участка земной коры произойдет полная эрозия полученного рельефа поверхности, то согласно (4) вертикальные напряжения для породы, изменившей глубинный уровень с H^0 на H , уменьшатся на величину денудированной мощности:

$$\sigma_{zz}(H) = \sigma_{zz}^e(H^0) + \Delta\sigma_{zz}^{Ue} = \sigma_{zz}^e(H) \quad (31)$$

при $\Delta\sigma_{zz}^{Ue} = \rho g dH$.

Вертикальные напряжения по-прежнему строго определяются весом вышележащего столба горных пород. В горизонтальном направлении уровень напряжений, вызванных весом вышележащих пород, также уменьшится, и это уменьшение определится законом упругой разгрузки по закону, определенному в (4):

$$\sigma_{ii}(H) = \sigma_{ii}(H^0) + \Delta\sigma_{ii}^{Ue} \quad (32)$$

при $\Delta\sigma_{ii}^{Ue} = \frac{\nu}{1-\nu} \Delta\sigma_{zz}^{Ue} \quad i = x, y$.

В дальнейшем будем именовать механизм упругой разгрузки, обеспеченный подъемом пород и последующей эрозией поверхности, как упругую гравитационную разгрузку.

В рамках представленного анализа считается, что дополнительные горизонтальные напряжения, полученные на предыдущем этапе деформирования в процессе катакластического течения, сохраняются. Сохранение в течение длительного времени этих напряжений связано, с одной стороны эффектом бокового стеснения, а с другой, с низким уровнем скорости вязкого течения горных пород, определяемого в верхней и средней коре в основном диффузионной вязкостью. В следующих разделах вопросы, связанные с проблемой сохранения во времени дополнительных напряжений горизонтального сжатия, будут рассмотрены отдельно. Таким образом, породы, поднявшиеся до глубины H , будут иметь горизонтальные сжимающие напряжения

$$\sigma_{ii}^g(H) = \sigma_{ii}^g(H^0) + \Delta\sigma(H^0), \quad (33)$$

которые больше, чем напряжения на этом же глубинном уровне в соседних участках пород, не испытывавших поднятия:

$$\sigma_{ii}(H) = \sigma_{ii}^e(H) + \Delta\sigma(H) \quad (34)$$

при $|\Delta\sigma(H)| < |\Delta\sigma(H^0)|$.

Если теперь оценить кулоновы напряжения (выражения (17)), то мы увидим, что их значения на глубине H уменьшатся в сравнении с первоначальными, определившими катакластическое течение на глубине H^0 :

$$\tau_c(H) = \tau_c^e(H) + (1/\sqrt{3} - 2k_f/3) \Delta\sigma(H^0), \quad (35)$$

$$\tau_c(H^0) = \tau_c^e(H^0) + (1/\sqrt{3} - 2k_f/3) \Delta\sigma(H^0) = \tau_f$$

$$\text{при } \tau_c^e(H) = \tau_c^e(H^0) H/H^0.$$

Здесь τ_c^e – кулоновы напряжения, рассчитанные из второго выражения в (17) без учета дополнительных сжимающих напряжений. Из выражений (34) можно получить:

$$\tau_c(H) = \tau_f \frac{H}{H^0} + (1/\sqrt{3} - 2k_f/3) \Delta\sigma(H^0) \frac{H^0 - H}{H^0} \quad (36)$$

Согласно выражению (36) подъем пород должен приводить к упругой разгрузке, что на рис. 10 соответствует положению точек A^1 , A^2 на прямой OA^0 (увеличение номера индекса соответствует большей амплитуде поднятия), и при консервации дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений к новому положению точек B^1 , B^2 на диаграмме Мора, определяющих напряженное состояние горных пород.

Отметим, что для новой глубины, отвечающей индексу 1, напряженное состояние (точка B^1) имеет больший уровень горизонтальных сжимающих напряжений, чем породы, лежащие на этой же глубине, но не испытывавшие поднятия (точка C), а для глубин, отвечающих состоянию с индексом 2, дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений вообще нет (в этом случае достигнута глубина, для которой породы не испытали катакластического течения).

Таким образом, дополнительные горизонтальные напряжения, оставшиеся после перемещения горных пород на новый глубинный уровень, существуют при выполнении строгого неравенства в критерии (10), что на рис. 10, отвечает положению точек их напряженных состояний ниже предельной огибающей Мора. В силу данного факта эти напряжения можно именовать остаточными, т.к. причина их формирования – достижение кулоновыми напряжениями критического значения – осталась в прошлом.

При определенных соотношениях между H^0 и H напряжения горизонтального сжатия могут стать больше напряжений вертикального сжатия.

Используя выражения (31) и (32), а также (15), запишем критерий инверсии главных осей напряжений:

$$\sigma_{zz}^{ge}(H) \geq \sigma_{ii}^{ge}(H) + \Delta\sigma(H^0) \text{ при } i = x, y. \quad (37)$$

В горизонтальном направлении будет действовать ось максимального сжимающего напряжения $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_2 = \sigma_3$, а в вертикальном – минимального сжатия $\sigma_{zz} = \sigma_1$. При этом тензор напряжений сменит и тип с одноосного сжатия на одноосное растяжение ($\mu_\sigma = -1$). На рис. 18 дается иллюстрация переиндексации главных напряжений, обусловленная рассмотренным механизмом.

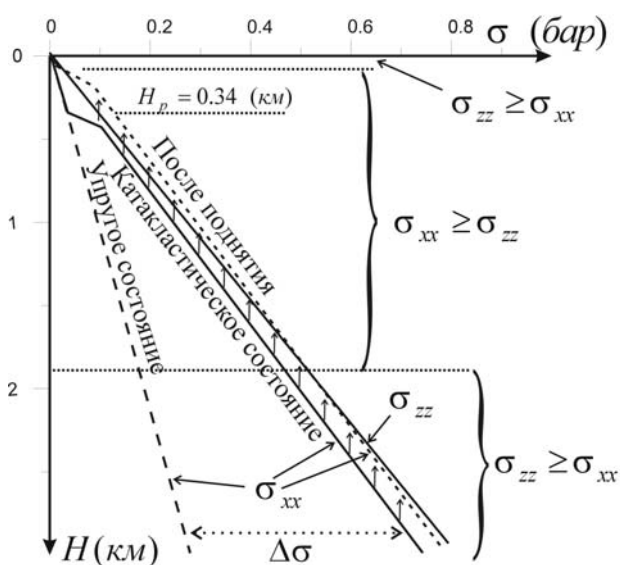


Рис. 18. Переиндексация напряжений при поднятии, сопровождающемся эрозией поверхности. Первоначальное глубинное распределение горизонтальных сжимающих напряжений σ_{xx} , имевшее изменение градиента на глубине 340 м, где располагалась кровля пород, испытавших упруго-катакlastическое уплотнение, и в нижерасположенной области повышения флюидного давления. Удлиненный пунктир – распределение горизонтальных напряжений при чистом упругом состоянии. Вертикальные стрелки показывают направление переноса остаточных напряжений при поднятии и эрозии поверхности. В средней части массива возникает область, где горизонтальные сжимающие напряжения становятся большими по величине, чем вертикальные напряжения σ_{zz} .

Используя выражения (4) и (6), можно рассчитать, что подобная ситуация будет наблюдаться при амплитудах вертикальных перемещений

$$\Delta H > H^0 \left[1 + \frac{1-\nu}{1-2\nu} \frac{\Delta\sigma(H^0)}{p_{li}(H^0)} \right]. \quad (38)$$

Используя (10) и гипотезу (11), получим следующее выражение для определения вертикальных перемещений, после которых в массивах

горных пород горизонтальные сжимающие напряжения могут превысить вертикальные:

$$\Delta H > H^0 - \frac{\left\{ \left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) \right] - \left\{ 3(1-\nu) \left(\tau_f / p_{li}(H^0) - k_f\lambda \right) \right\} \right\}}{(\sqrt{3} + 2k_f)(1-2\nu)} H^0, \quad (39)$$

где $\lambda = p_{fl} / p_{li}$. Поскольку уже на глубинах более 1 км литостатическое давление более чем на порядок может превысить эффективное сцепление трещиноватых массивов горных пород τ_f , последнее выражение можно заменить приближенным:

$$\Delta H > H^0 - \frac{\left\{ \left[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_c(1+\nu) \right] + \left\{ 3(1-\nu)k_c\lambda \right\} \right\}}{(\sqrt{3} + 2k_c)(1-2\nu)} H^0. \quad (40)$$

Для принятых выше значений определяющих параметров прочности и упругости ($k_c = 0.6, \nu = 0.25$) это выражение принимает вид, удобный для инженерных расчетов:

$$\Delta H > 0.922 H^0 (1 - \lambda), \quad (41)$$

Согласно (41) в случае гидростатического изменения флюидного давления с глубиной ($\lambda = 0.38$) перемещения объема горных пород с глубины 2 км вверх на 1.2 км способны привести к переиндексации главных напряжений и появлению большего сжатия, действующего в горизонтальном направлении. Если флюидное давление на глубине, где происходило катакlastическое течение, составляло 60% от литостатики, то подъем на 750 м способен вызвать переиндексацию. Эти цифры вполне стандартные для областей, испытавших вертикальные движения.

Следует заметить, что в более общем случае, когда скорость эрозии поверхности конечная, под ΔH следует понимать разность между вертикальной амплитудой подъема породы и мощностью денудационного среза.

О вязкой релаксации напряжений. Рассмотренный механизм возникновения повышенных напряжений горизонтального сжатия, обеспечивающий переиндексацию главных напряжений, возможен, если скорость вязкой релаксации напряжений ниже скорости роста горизонтальных сжимающих напряжений. В настоящее время широко распространено мнение об относительно небольших *временах релаксации* напряжений для горных пород. Время релаксации определяется отношением коэффициента вязкости к модулю упругости и при фиксации деформаций опреде-

ляет время, в течение которого происходит снижение уровня девиаторных напряжений в 2.87 раза. Считается, что в мантии время релаксации напряжений - первые сотни лет, а в областях повышенных температур (астеносфера) может снижаться до первых лет и даже месяцев. Для пород коры вязкость предполагается большей, чем в мантии. Можно встретить оценки времени релаксации в первые тысячи лет – десятки тысяч лет. Конечно же, времена релаксации слабых осадочных (уплотненные глины, пески, суглинки, гипсы и др.) и метаморфизированных или скальных пород существенно отличаются. Первые могут быть еще меньше и составлять первые месяцы и даже дни. Для нас определяющим будет являться время релаксации пород земной коры средней и большой прочности: Каково время релаксации мрамора, мраморизованного известняка, песчаника и гранита?

Говоря о *вязкой релаксации напряжений и ползучести* горных пород, заметим, что интенсивность этих явлений зависит от уровня девиаторных напряжений, скорости деформирования, всестороннего давления, температуры и структуры горных пород. Существование разных внутренних механизмов, обеспечивающих изменение деформаций во времени под постоянной нагрузкой, определяет сложность построения взаимосвязей между тензором напряжений и тензором деформаций, скорости деформаций.

Первые эксперименты по изучению параметров ползучести, выполненные в условиях постоянного напряжений [Griggs, 1939; Phillips, 1948; Ержанов, 1960] показали, что при низком уровне девиаторных напряжений, много меньших напряжений *предела упругости* (стандартные значения при температурах ниже 100° и давлениях более 1 Кбар: мрамор – 3.5 Кбар; известняк – 2 Кбар [Берч и др. 1949]), в породах возникают неупругие деформации, появление которых можно заметить лишь на относительно больших временах нагружения (первые часы). В механике подобное явление называют ползучестью, в физике по аналогии с течением, наблюдаемым в вязких жидкостях, – вязким течением. Интенсивность скорости этих деформаций достаточно низкая. При этом уровне напряжений основной механизм ползучести – перенос (диффузия) вакансий, атомов кристаллической решетки, отдельных молекул именуется диффузионным крипом, скорость которого зависит от размеров зерен [Жарков, 1960]. Для диффузионной вязкости используют линейный закон связи между девиаторными напряжением и скоростью деформации [Гзовский, 1975]. Отмечается влияние флюида на диффузионный механизм ползучести, обеспечивающий ускорение переноса вещества

из участков повышенного уровня девиаторных напряжений в области «тени напряжений» – механизм растворения под давлением [Николя, 1992].

Диффузионная вязкость – максимальная вязкость пород. Она наблюдается в экспериментах на ползучесть при низком уровне девиаторных напряжений, и поэтому ее параметры сложно определить. Эксперимент должен длиться годы и десятки лет. Известно, что фундаменты колонн и крупных сооружений древности, простоявшие тысячи лет при уровне девиаторных напряжений 5-7 кГ/см², не имеют measurable деформаций. Для оценки коэффициента эффективной диффузионной вязкости применялись косвенные геофизические методы на основе ее корреляции с коэффициентом поглощения упругих колебаний [Осокина, 1971]. По результатам этих исследований для горных пород и силикатного стекла диффузионная вязкость составляет порядка 10²²⁻²⁴ Па с, а для плавленого кварца – 10²⁸⁻³² Па с. Отметим, что для значений коэффициента вязкости $m \cdot 10^{24}$ Па с время релаксации напряжений может составлять от нескольких десятков миллионов лет до сотен миллионов лет (модуль упругости $n \cdot 10^9$ Па).

При низком уровне девиаторных напряжений дислокации зерен практически не вносят своего вклада в механизм ползучести. По мере повышения девиаторных напряжений дислокации в зернах и кристаллах становятся более активными, их движение, возникновение новых дислокаций ускоряют ползучесть. В дополнение к механизму диффузионной ползучести начинает действовать механизм дислокационной ползучести, который чувствителен к уровню напряжений и практически не зависит от размеров зерен. Его вкладом в накопление неупругих деформаций уже нельзя пренебрегать при девиаторных напряжениях, достигающих 40-50% от предела упругости. Заметим, что с ростом температуры значение предела упругости. При нагрузках, определяющих формирование напряжений, близких к пределу упругости, накопление во времени неупругих деформаций еще более ускоряется. При создании в образце напряжений, немногим превышающих предел упругости, в нем возникают мгновенные неупругие деформации. В механике именно эти неупругие деформации называются пластическими [Работнов, 1979]. В геомеханике и тектонофизике существует понятие «*напряжение текучести*», отвечающего уровню девиаторных напряжений, при котором наблюдается наибольшее снижение вязкости [Гзовский, 1975] (градиент вязкости по девиаторным напряжениям минимален).

Эксперименты Шкуриной К.П. и Фалалее-

ва Г.Н. проводились в условиях постоянных напряжений при длительном (от нескольких месяцев до нескольких лет) выдерживании под нагрузкой. В них показано, что вязкость пород коры существенно зависит от уровня девиаторных напряжений, меняясь нелинейно вблизи условного предела текучести. Для пород низкой прочности (гипсы, алевролитистый песчаник и др.) условный предел текучести составляет 50 бар при прочности на одноосное сжатие 200-300 бар. Для пород средней прочности (мраморизованный известняк, мрамора и др.) условный предел текучести составляет 0.25-0.5 Кбар при прочности на одноосное сжатие 0.6-0.9 Кбар. Для пород высокой прочности (скаполит, аркозовый и рогунский песчаник, гранит и др.) условный предел текучести составляет 0.6-0.7 Кбар при прочности на одноосное сжатия 1-2.4 Кбар. Предел текучести для более прочных пород составлял около 30-50% от предела прочности пород на одноосное сжатие.

Поскольку породы земной коры обладают способностью накапливать необратимые деформации на микротрещинах, когда кулоновы напряжения приближаются к пределу внутренней прочности горных пород, то результаты экспериментов Шкуриной К.П. и Фалалеева Г.Н. [Шкурина и др., 1984; Фалалеев, 1990] необходимо анализировать с этих позиций. Вероятно, предел текучести в том виде, как он представлен в этих работах следует интерпретировать как предельные значения кулоновых напряжений, после достижения которых в горных породах происходит резкое уменьшение вязкости. Соот-

ветственно, когда значение кулоновых напряжений много ниже этого предельного по текучести значения, вязкость пород резко возрастает.

Поскольку при выносе горных пород, испытавших гравитационное уплотнение, ближе к поверхности первоначально происходит выравнивание напряжений горизонтального и вертикального сжатия, то это означает, что кулоновы напряжения могут принимать отрицательные значения. В это время значимого вязкого течения нет. Далее после переиндексации напряжений для возникновения предпосылок для вязкого течения необходимо достижение кулоновыми напряжениями предела текучести. Если таковое происходит, то после определенного периода релаксации девиаторных напряжений вязкое течение должно снова замедлиться.

Представленные в этом разделе данные и пояснения к ним требуют дополнительного анализа, однако они позволяют предположить, что реальные времена релаксации для пород средней и высокой прочности могут быть достаточно большими – первые миллионы и даже десятки миллионов лет. Устанавливающийся в процессе гравитационного уплотнения уровень максимальных касательных напряжений в первые сотни бар существенно ниже уровня напряжений, требующегося для развития истинно пластического течения горных пород ниже предела упругости. При столь низком уровне девиаторных напряжений в реальных горных породах невозможно действие наиболее эффективного механизма вязкой диссипации, обусловленного дислокационным течением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный в работе механизм формирования повышенного уровня напряжений горизонтального сжатия не является новым. Он неоднократно ранее обсуждался в целом ряде работ [Пономарев, 1969, 2008; Айтматов, Тажибаев, 1987; и др.]. Данные *in situ* показывали, что режимы горизонтального сжатия, как правило, встречаются в областях тектонических поднятий [Марков, 1980; Панин и др., 1996], в складчатых областях и щитах на одних и тех же глубинах в горизонтальном направлении действуют большие по величине сжимающие напряжения, чем в чехле платформ.

Ценность настоящей работы в том, что в ней впервые построены выражения, позволяющие связать прочностные параметры пород земной коры с амплитудами вертикальных перемещений. Показано, что по своему генезису повышение напряжений горизонтального сжатия обусловлено остаточными напряжениями, возни-

кающими в процессе гравитационного упруго-катакластического уплотнения горных пород при повышении флюидного давления. Проявление остаточных связано именно с областями тектонического подъема горных пород. В таких областях формируется напряженное состояние, меняющее свой режим по глубине (горизонтальное сжатие и растяжение), что находит свое отражение в данных *in situ* [Савченко, 2003, 2004].

Выполненный анализ позволил дать предварительное заключение о том, что значимая вязкая релаксация этих напряжений не происходит за времена десятки и возможно сотни миллионов лет, что обусловлено низким уровнем девиаторных напряжений по отношению к пределу текучести (упругости) горных пород, который применительно к породам коры следует связывать с кулоновыми напряжениями.

Установлено, что ледниковой нагрузки, существовавшей в прошлом на платформах, доста-

точно для формирования уже в самых верхних слоях коры после таяния льдов и упругой разгрузки максимального сжатия в горизонтальном направлении. Таким образом, проявление представленного механизма можно найти не только в горно-складчатых областях современных орогенов, но для щитов платформы, испытавших в прошлом последниковое изостатическое поднятия. При этом в отличие от работы [Артюшков, 1971] в настоящей работе уровень девиаторных напряжений и режим напряженного состояния связывается не с вязким течением, вызванным изостатической компенсацией, а с остаточными напряжениями, возникающими при гравитационном уплотнении горных пород.

Предложено переосмыслить роль гравитационных напряжений на процессы в мантии и в частности на процесс тепловой конвекции. В процессе конвективного переноса вещества постоянно происходит перекачка энергии упругих деформаций объема в энергию упругих деформаций изменения формы (скорости деформаций). Неучет упругости и ее реальных параметров (истинных значений коэффициента Пуассона) может существенно повлиять на оцениваемый уровень и характер действующих в мантии напряжений.

Все это не позволяет рассматривать получаемые в настоящее время результаты расчета конвективных движений, как отражающие реальные процессы в мантии.

Представляется важным еще раз обратить внимание на принципиальное различие эволюции напряжений при достижении предела упругости в конструкционных материалах и в горных породах. В конструкциях в процессе упругопластического течения уровень удельной энергии суммарных упругих деформаций снижается, в горных породах, испытывающих катакластическое течение от действия массовых сил в условиях бокового стеснения, происходит увеличение энергии общих упругих деформаций за счет повышения уровня энергии изменения объема.

Установлено, что наблюдаемый диапазон изменений тектонических напряжений), регистрируемый *in situ* методами: $\sigma_{xx} / \sigma_{zz} > 0.3$ для всего диапазона глубин и $\sigma_{xx} / \sigma_{zz} < 0.8$ для больших глубин отвечает соответственно – упругому поведению пород и повышенному флюидному давлению ($\lambda \approx 0.7$).

Работа выполнена при поддержке грантом РФФИ 09-05-01022.

ЛИТЕРАТУРА

- Айтматов И.Т. Роль остаточных напряжений в горных породах в формировании очагов горных ударов и техногенных землетрясений // Геодинамик и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Материалы второго международного симпозиума, Бишкек, 29 октября – 3 ноября 2002 г. Бишкек-Москва: Изд. Prnthouse. 2003. С. 209-221.
- Айтматов И.Т., Тажибаев К.Т. Проявление остаточных напряжений в деформациях горных пород при их нагружении // Физика и механика разрушения горных пород. Фрунзе: Илим. 1987. С. 134-164.
- Артюшков Е.В. Горизонтальные напряжения в изостатически уравновешенной литосфере // ДАН СССР. 1971. Т. 201 № 6. С. 1341-1345.
- Берч Фр., Шерер Дж., Снайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: Ин. Лит 1949. 303 с.
- Волох Н.П., Сапуриин А.Д., Липин Я.И. Исследования остаточных напряжений в крепких горных породах // Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука. 1972.
- Гзовский М.В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях // Современные движения земной коры. М.: 1963. № 1 С. 37-63.
- Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер. Геофиз. 1954. № 5. С. 390-410.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 533 с.
- Джагер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: Мир. 1975. 255 с.
- Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1-12.
- Ержанов Ж.С. К исследованию ползучести горных пород // Вестн. АН КазССР. № 1. 1962.
- Жарков В.Н. Вязкость недр Земли // Труды ИФЗ АН СССР. № 11 (178). 1960.
- Крупенников Г.А., Филатов Н.А., Амосин Б.З., Барковский В.М. Распределение напряжений в природных массивах. М.: Недра. 1972. 143. с.
- Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3-20.
- Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.
- Либерман Ю.М. Естественное напряженное состояние массива горных пород // Тр. ВНИИСТ. Вып. 12. М.: 1962.

- Марков Г.А. Напряженность пород в Хибинских рудниках и ее связь с современными тектоническими движениями земной коры // Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне (результаты исследования по международным геофизическим проектам). М.: Наука. 1972. С. 147-152.
- Марков Г.А. Напряженное состояние пород в условиях влияния тектонических сил. канд. дисс. Апатиты-Москва. 1967.
- Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20-30.
- Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. С. 211.
- Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М. Недра. 1996. 446 с.
- Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир. 167 с.
- Осокина Д.Н. О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью твердых тел и жидкостей // Тетнофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука. 1971.
- Панин В.И., Иванов В.И., Савченко С.Н., Панин В.И. и др. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1996. Ч.1. 160 с.
- Пономарев В.С. Потенциальная энергия гидростатического сжатия горных пород и сейсмичность // Труды Третьего Всесоюзного симп. по сейсмич. режиму. Новосибирск: Наука. 1969. Ч. 1. С. 30-55.
- Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 378 с.
- Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 1. № 11. С. 66-73.
- Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008. Т 423, № 4. С. 538-542.
- Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лабораторией тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008. М.: Изд. ИФЗ РАН. С.4 31-466.
- Савченко С.Н. Оценка величины горизонтальных тектонических напряжений по данным кернового бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 // ФТПРПИ. 2003. № 4. С. 19-26.
- Савченко С.Н. Оценка напряженного состояния горных пород в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины // ФТПРПИ. 2004. № 1. С. 27-34.
- Суетнова Е.И. Уплотнение неоднородных осадков вязко-упругой реологии // Физика Земли. 2003. № 1. С. 77-83.
- Цимбаревич П.М. Механика горных пород. М.: Углетехиздат. 1948. 184 с.
- Шкурина К.П., Фалалеев Г.Н., Вазетдинова Ф.З. Реологические свойства горных пород и прогнозирование устойчивости подготовительных выработок. Фрунзе: Илим. 1984. 77 с.
- Фалалеев Г.Н. Реологические свойства горных пород и их корреляция с основными физико-механическими характеристиками. Диссерт. на соиск. учен. степ. канд. техн. наук. Фрунзе: 1990.
- Arjang B. Database on Canadian in situ ground stresses. CANMET Mining and Mineral Sciences Laboratories / Division Report MMSL 01-029, March 2001 (revised 2004).
- Brady B. Bzown E. Rock mechanics for underground mining. Third edition. Kluwer Academic Publishers. 2004. 688 p.
- Griggs D.T. Creep of rocks. J.Geol. V. 47, N 3. 1939.
- Heim A. Mechanismus der Gebirgsbildung. Bale. 1878.
- Jager J.C. Elasticity Fracture and Flow. London.: Methuen & Co. LTD. 1962. 208 p.
- Kozyrev A.A., Savchenko S.N. The Eurasia lithospheric plate horizontal tectonic stress modeling // Geocology and Computers. Rotterdam. Brookfield. 2000. P. 432-435.
- Phillips D.W. Ntktonics of mining // Colliery Engr. June- Oct. 1948.
- Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J. Global patterns of tectonic stress nature // Nature. 1989. V. 341. No 6240. P. 211-215.
- Zoback M.L. First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J. Geopys. Res. 1992. V 97, N B8. P. 11703-11728.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ И РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ ПОДБОРОМ АДЕКВАТНОГО МОДЕЛЬНОГО ПАРАГЕНЕЗИСА

А.М. Ручьев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ruchyov@krc.karelia.ru

Геологические процессы, сопровождающиеся сдвиговой по физической сущности деформацией горных пород, играют важную роль в формировании тектоносферы, петро-, минерагенезе. Наиболее очевидные продукты этих процессов – сдвиговые дислокации и их сингенетичное вещественное выполнение. Одной из задач весьма актуального комплексного изучения таких природных объектов является получение возможно более полной информации об особенностях их структуры и ее формирования.

Новый в рамках структурно-парагенетического анализа подход, предложенный [Ручьев, 2007] для исследования крупноразмерных фрагментарно обнаженных сложных сдвиговых дислокаций (т. н. «зон интенсивного рассланцевания»), в которых затруднена полевая идентификация нередко близких по ориентировке и макроскопически сходных по минеральному выполнению плоскостных элементов пространственно совмещенных разновозрастных структурных парагенезисов, заключается в следующем.

При полевой работе элементы залегания отпрепарированных поверхностей кливажа, сланцеватости, дифференционной полосчатости определяются непосредственным измерением, или рассчитываются по замерам ориентировки двух и большего числа линий пересечения искомой плоскости с поверхностью рельефа обнажения. Обязательно документируются наблюдения о возрастных соотношениях структурных элементов, характере смещения по ним, минеральном выполнении.

При анализе и интерпретации фактического материала используются составляющие основу тектонофизической модели средней части зоны скалывания [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005] следующие представления о пространственных и временных соотношениях элементов идеализированного сдвигового структурного парагенезиса (ИССП): R -, R' -сколы Риделя формируются на ранней стадии деформации, они ориентированы плоскостями базисных участков под углом скалывания (α_0) к оси максимального главного напряжения σ_1 , расположены с разных сторон от оси и под углами соответственно $\pi/4$ -

α_0 и $\pi/4 + \alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; P -сколы формируются после R -, R' -сколов, ориентированы плоскостями базисных участков под углом α_0 к оси минимального главного нормального напряжения сжатия σ_3 и под углом $\pi/4 - \alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, располагаются зеркально-симметрично плоскости R -сколов; T – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3 и компланарны оси σ_1 , ориентированы плоскостями базисных участков под углом $\pi/4$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; L -сколы формируются на заключительной стадии деформации, параллельны осевой плоскости зоны скалывания (плоскости генерального смещения); плоскости, соответствующие базисным участкам элементов сдвигового структурного парагенезиса пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2 .

Анализ фактических данных включает следующие действия: построение πS -диаграмм; выделение на них поясов трех и большего числа максимумов предпочтительной ориентировки структурных элементов (рис. 1 А); измерение углов между однопоясными максимумами (рис. 1 Б); проверку гипотезы о парагенетичности с использованием критерия соответствия угловых соотношений статистических плоскостей закономерностям пространственной ориентировки элементов ИССП, в ходе которой, если гипотеза верна, определяется величина угла скалывания (табл.).

Для вычисления α_0 выбирается система уравнений, отражающая закономерности взаиморасположения тех структурных элементов ИССП, с которыми сопоставляются анализируемые статистические плоскости, отвечающие предполагаемому природному парагенезису (табл.). После нахождения α_0 по угловым соотношениям плоскостей можно установить, каким элементам ИССП они соответствуют. Разумеется, при идентификации статистических плоскостей обязательно учитываются полевые наблюдения последовательности формирования реальных структурных элементов и направления смещения

Табл. Модельные угловые характеристики наиболее часто встречающихся парагенезисов структурных элементов сдвиговых дислокаций

Парагенезис	Угол между элементами ИСПП	Идентификационные признаки (при $0^\circ < \alpha_0 < 45^\circ$)	Системы уравнений для вычисления α_0
{RR'L}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R'^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $R^\wedge R' = 2\alpha_0$	«асимметричный» $R^\wedge L < 45^\circ$; $45^\circ < R'^\wedge L < 90^\circ$	$\begin{cases} \alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L \\ \alpha_0 = R'^\wedge L - \pi/4 \\ \alpha_0 = R^\wedge R'/2 \end{cases}$
{RPL}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$	«симметричный» $R^\wedge L = P^\wedge L < 45^\circ$	$\begin{cases} \alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L \\ \alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L \\ \alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2 \end{cases}$
{RR'P}	$R'^\wedge R = 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R'^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный» $R'^\wedge P = 90$	$\begin{cases} \alpha_0 = R^\wedge R'/2 \\ \alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2 \end{cases}$
{R'PL}	$R'^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R'^\wedge P = \pi/2$	«девяностоградусный» $R'^\wedge P = 90$	$\begin{cases} \alpha_0 = R'^\wedge L - \pi/4 \\ \alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L \end{cases}$
{RR'PL}	$R^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R'^\wedge L = \pi/4 + \alpha_0$ $P^\wedge L = \pi/4 - \alpha_0$ $R^\wedge R' = 2\alpha_0$ $R^\wedge P = \pi/2 - 2\alpha_0$ $R'^\wedge P = \pi/2$	«четырёхкомпонентный» $R^\wedge L = P^\wedge L < 45^\circ$; $45^\circ < R'^\wedge L < 90^\circ$; $R'^\wedge P = 90$	$\begin{cases} \alpha_0 = \pi/4 - R^\wedge L \\ \alpha_0 = R'^\wedge L - \pi/4 \\ \alpha_0 = \pi/4 - P^\wedge L \\ \alpha_0 = R^\wedge R'/2 \\ \alpha_0 = (\pi/2 - R^\wedge P)/2 \end{cases}$

по ним. Отсутствие, или недостаток таких сведений резко снижают возможности метода.

При идентификации структурных элементов только по данным об их пространственной ориентировке следует иметь в виду, что носителями однозначной и исчерпывающей информации о деформационных условиях являются лишь парагенезисы {RR'L} и {RR'PL}. По парагенезису {RPL} можно оценить величину α_0 , но он не дает сведений о направлениях смещения по сдвиговым плоскостям, что препятствует выбору исходной модели ИСПП. Расчетная схема {R'PL} позволяет определить величину α_0 , сдвиговые направления, реконструировать полный парагенезис и оси напряжения. Схема {RR'P} дает два альтернативных варианта реконструкции и, соответственно, два значения угла скалывания (они связаны уравнением $\alpha_0' = \pi/4 - \alpha_0''$). Однако идентификация трехкомпонентных «девяностоградусных» парагенезисов {R'PL}, {RR'P}, а также парагенезиса, представленного сколами Риделя, L- и L'-сколами [Гинтов, 2005], весьма проблематична. Только по угловым соотношениям структурных элементов эти парагенезисы различить не удастся, для

обоснования правомерности использования той или иной расчетной схемы требуются более полные полевые наблюдения.

Решение обратной тектонофизической задачи – определение пространственной ориентировки осей главных нормальных напряжений, отвечающих природному структурному парагенезису, достигается моделированием соответствующего ему ИСПП. Моделирование включает: построение диаграммы элементов ИСПП и осей главных нормальных напряжений сжатия при вычисленном угле скалывания (удобен исходный вариант при вертикальном положении оси σ_2 и меридиональной ориентировке плоскости L-скола, рис. 1 В); преобразование (поворот) модельной диаграммы до совмещения проекции выбранного на ней структурного элемента с проекцией одноименного на статистической диаграмме (в качестве «опорного» предпочтителен наиболее выраженный идентифицированный максимум), при этом проекции оси σ_2 и линии пересечения плоскостей, соответствующих статистическим максимумам, должны совпасть (рис. 1 Г-Ж). При моделировании проверяется правильность идентификации структурных элементов

природного парагенезиса. Адекватность модели качественно оценивается степенью совмещения проекций элементов анализируемого (рис. 1 Б) и идеализированного (рис. 1 Ж) структурных парагенезисов при «сложении» диаграмм (рис. 1 З). Пространственная ориентировка осей главных нормальных напряжений определяется по приемлемой модельной диаграмме. Моделирование всей совокупности элементов ИССП позволяет получить и иную нужную информацию, в частности, данные для прогноза.

Последовательность деформационных событий реконструируется с учетом возрастных соотношений структурных элементов, принадлежащих различным парагенезисам.

Материалами опробования метода на различных геологических объектах Карелии еще раз подтверждается объективное существование природной закономерности высокоточных угловых соотношений структурных плоскостных элементов сдвиговых дислокаций разнообразных пород. Наличие этой закономерности дает возможность обоснованно (в рамках принятых модельных представлений) выделять природные парагенезисы трех и большего числа структурных элементов.

Установлено, что плоскости анизотропии (кливаж, сланцеватость, «гнейсовидность», диф-

ференционная полосчатость) пород, сформированных в широком диапазоне tP-условий зеленосланцевой – амфиболитовой метаморфических фаций в сублинейных зонах деформации и инфильтрационного массопереноса, в тектонофизическом аспекте являются структурными элементами сдвиговых парагенезисов.

Внутренняя структура крупноразмерных зон расщепления определяется совокупностью, как правило, большого числа (до 20-30) пространственно совмещенных сдвиговых парагенезисов, различающихся величиной α_0 , набором и ориентировкой структурных элементов. Следует отметить, что многомаксимумные «узоры» сложных πS -диаграмм элементов плоскостной анизотропии пород (кливажа, сланцеватости, дифференционной полосчатости) и пространственной ориентировки жильных тел (даек магматических пород, пегматитов, жил кварцевого и иного состава) обычно полностью «раскладываются» (разделяются) на отвечающие парагенезисам триады максимумов. В качестве иллюстрации (рис. 2) приводятся материалы изучения структурных особенностей выявленной в Западном Беломорье, на площади Лоушского пегматитового поля, субширотной зоны

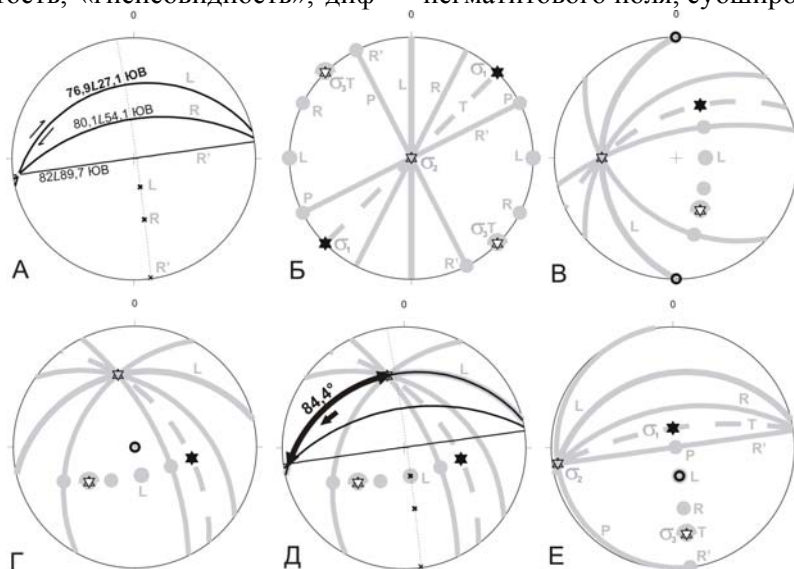


Рис. 1. Пример последовательности действий при моделировании: А – исходная πS -диаграмма и выделенный на ней пояс трех максимумов; Б – измерение углов между максимумами, предварительная идентификация плоскостей, вычисление α_0 по системе уравнений {RR'L} (табл.); В – составление исходной диаграммы элементов ИССП для правостороннего сдвига при $\alpha_0=18^\circ$; Г-Ж – преобразование исходной диаграммы элементов ИССП: Г – после правого поворота на $62,9^\circ$ вокруг оси $00^\circ/00^\circ$ (выделена жирным кружком); Д – после правого поворота на $76,9^\circ$ вокруг оси $00^\circ/90^\circ$; Е – определение угла и направления поворота вокруг нормали к совмещенным L-плоскостям; Ж – результат левого поворота на $84,4^\circ$ вокруг оси $346,9^\circ/62,9^\circ$ – готовая модель; З – проверка адекватности модели – «сложение» диаграмм «Б» и «Ж». Здесь и далее: стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера; L, R, R', P – сдвиговые (сколовые) плоскости (гнейсовидность, сланцеватость, кливаж), T – плоскость трещин отрыва; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

свекофеннских сдвиговых дислокаций и сингенетичного изменения гнейсов в tP-условиях кианит-биотит-мусковитовой метаморфической фации (геологическая схема и описание зоны т. н. «согласных диафоритов» опубликованы ранее [Гродницкий и др., 1985; Ручьев, 1987], см. также в материалах конференции Ручьев А.М. «Аллохимический ...», рис. 3).

Одни и те же структурные элементы, нередко в новом качестве, могут неоднократно функционировать в составе различных парагенезисов (рис. 2 Б). Этот факт раскрывает возможный механизм активизации деформационных структур, объясняющий эмпирическую закономерность «тектонического наследования».

Опыт проведенных работ показывает, что при использовании статистически обработанных массивов фактических данных угол скалывания может быть определен с высокой точностью ($\pm 1^\circ$) при выделении всех типов парагенезисов структурных элементов сдвиговых дислокаций.

Опыт работ показывает, что при использовании статистически обработанных массивов фактических данных угол скалывания может быть определен с высокой точностью ($\pm 1^\circ$). Намечается большая, чем предполагалась ранее [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005], изменчивость угла скалывания при природной деформации горных пород. Так, в интенсивно деформированных метаморфических разновидностях парагнейсов беломорского комплекса величина α_0 , надежно определенная по сдвиговым структурным парагенезисам {RR'L} и {RPL}, варьирует в диапазоне от 1° до 39° (рис. 3). Статистически значимая зависимость частоты встречаемости парагенезиса {RR'L} от величины α_0 в проанализированных выборках отсутствует.

Получены первые сведения об относительной частоте встречаемости различных по набору структурных элементов сдвиговых парагенезисов. Частоту встречаемости парагенезисов в гнейсах чупинской свиты беломорид отражают следующие показатели, %: для кианит-биотит-ортоклазовой фации (температурный аналог амфиболитовой фации) – {RR'L}-39,66; {RPL}-1,72; «девятистоградусные» парагенезисы – 58,62; для кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфических фаций (температурные аналоги эпидот-амфиболитовой фации) – {RR'L}-32,47; {RPL}-1,95; «девятистоградусные» парагенезисы – 65,58.

Здесь следует отметить, что частота встречаемости главных разновидностей сдвиговых структурных парагенезисов, прежде всего характеризующая особенности проявления

деформации в определенной геологической среде, в первом приближении позволяет еще и оценить в 60-70 % долю полученных материалов, на которую могут накладываться ограничения при интерпретации, если при выделении парагенезисов использовались только лишь сведения о пространственной ориентировке структурных элементов.

С применением рассматриваемого подхода к анализу и интерпретации структурных данных выявлены новые важные особенности тектонического контроля пегматитогенеза в беломорском комплексе пород. Получены доказательства, что пространственная ориентировка пегматитовых тел различного вида-, родового состава и формационной принадлежности соответствует, главным образом, R-, R'-, P-, L-сколам, а не трещинам отрыва, как считалось ранее. Установлено наличие большого числа структурных парагенезисов пегматитовых тел. Так, например, пегматиты Лоушского поля образуют не менее девяти трехэлементных систем, соответствующих сдвиговым структурным парагенезисам. Сопоставление структурных парагенезисов жильных тел и вмещающих их пород свидетельствует о многоактности возникновения пегматитов на различных этапах эндогенеза.

Ориентировка крупнокристаллических слюд в пегматитах также подчиняется закономерностям пространственного соотношения структурных элементов сдвигового парагенезиса. Установлено, что формирование мусковита было связано с многочисленными деформационными эпизодами, их число в некоторых промышленно слюдоносных пегматитовых телах составляло не менее двадцати восьми.

Для полиметаморфических парагнейсов беломорского комплекса пород отмечается сходство (вплоть до идентичности) ряда структурных парагенезисов сдвиговых дислокаций на удаленных друг от друга площадях развития близко-, одновозрастных изофациальных метаморфитов и отсутствие такового для гетерофациальных пород в пределах одного и того же участка. Это свидетельствует о наличии объективных предпосылок для структурной корреляции.

Подытоживая первые результаты применения рассматриваемого метода, необходимо подчеркнуть выявленную чрезвычайную сложность реальной структуры исследованных геологических объектов, важнейшую роль в их формировании сдвиговой по своей физической сущности деформации, и, следовательно, необходимость нового подхода к их изучению,

предполагающего обязательность выделения сдвиговых парагенезисов структурных элементов.

Предлагаемый способ идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи

подбором адекватного модельного парагенезиса позволяет: выявлять природные сдвиговые парагенезисы трех и большего числа структурных элементов и идентифицировать их; вычислять угол скалывания горных пород в условиях природной сдвиговой деформации;

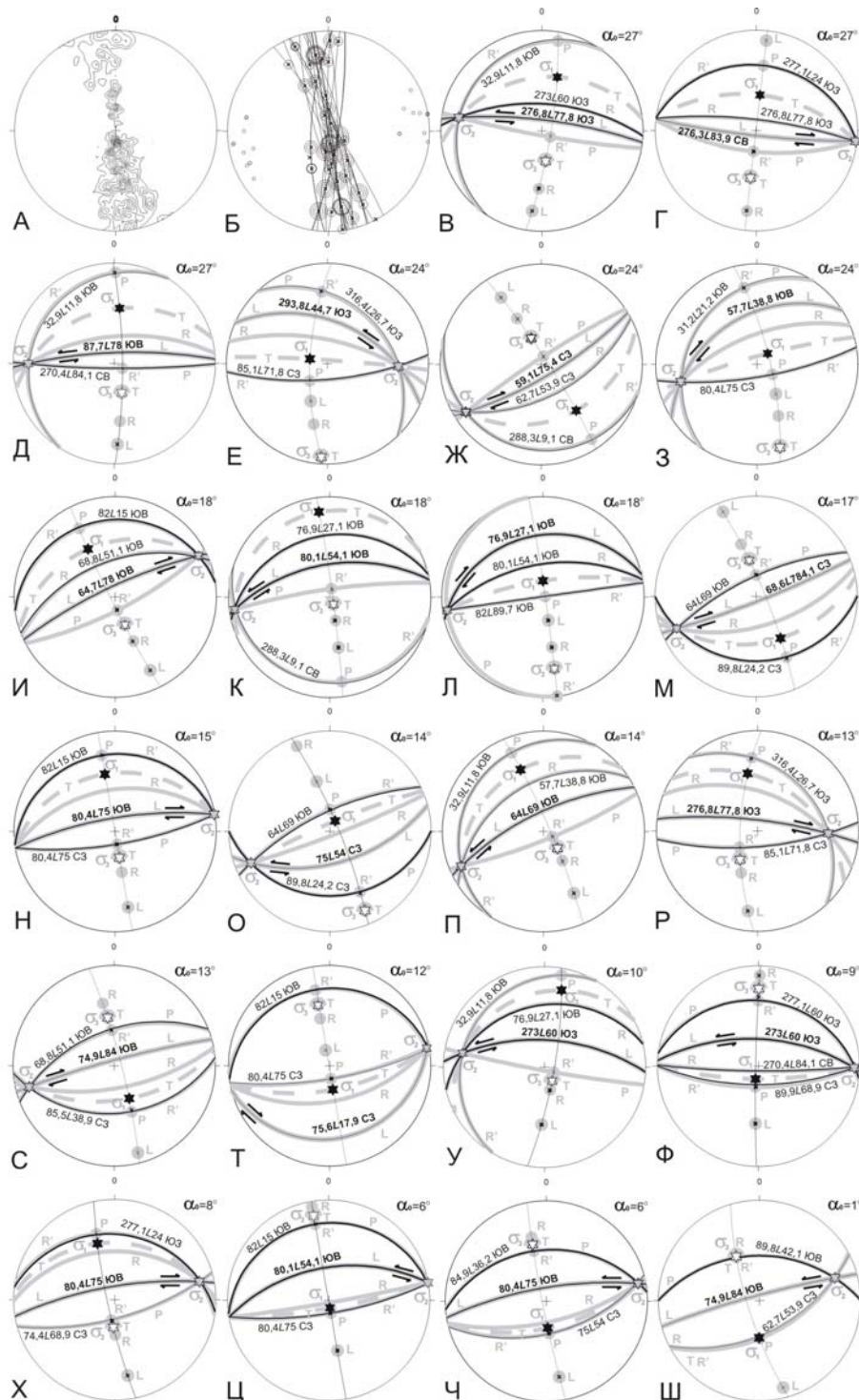


Рис. 2. Парагенезисы структурных элементов в свекофеннской субширотной зоне сдвиговых дислокаций и диафторитов (беломорский комплекс пород, Лоушское пегматитовое поле): А - исходная πS -диаграмма сланцеватости-полосчатости, $n=364$; 1,7-3,4,...-17; Б - пояса распределения статистических максимумов (косые кресты), концентрическими кругами выделены максимумы активизированных элементов (второй, третий, четвертый круги – первая, вторая, третья активизация); В-Ш – выделенные трехэлементные структурные парагенезисы («девяностоградусные» парагенезисы условно проинтерпретированы как {R'PL})

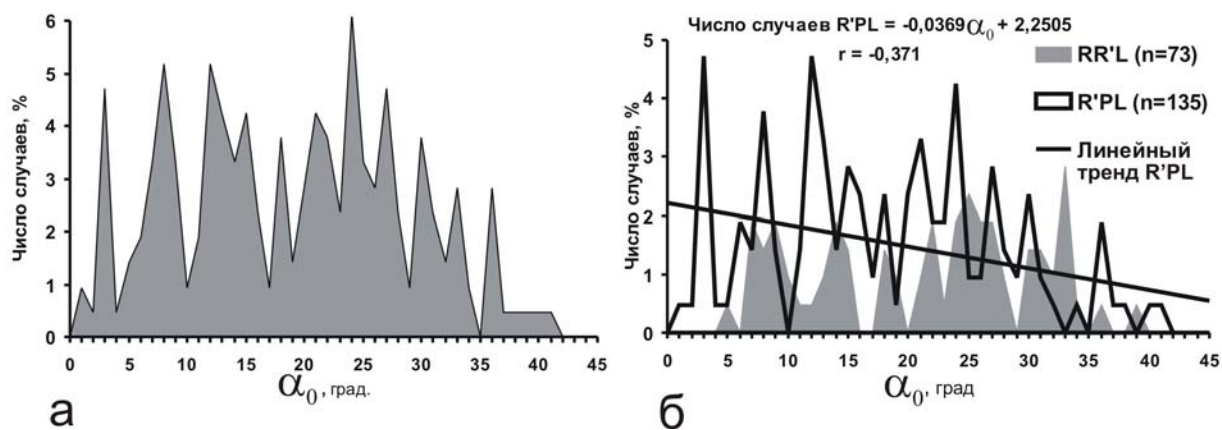


Рис. 3. Встречаемость парагенезисов {RR'L} и {R'PL} в зависимости от величины α_0 для различных tP-условий деформации гнейсов чупинской свиты беломорид (в процентах от общего числа выделенных парагенезисов): А – кианит-биотит-ортоклазовая метаморфическая фация, $n = 58$; Б - ставролитовая и, главным образом, кианит-биотит-мусковитовая метаморфические фации, $n = 154$; n – число парагенезисов

реконструировать пространственную ориентировку потенциальных структурных элементов сдвигового парагенезиса и осей главных нормальных напряжений.

С учетом возможностей, которые дает рассмотренный способ, его целесообразно использовать при решении следующих задач.

Разработка структурно-возрастных шкал, основанных на данных об относительной последовательности формирования сдвиговых структурных элементов и их парагенезисов. Такие шкалы априори оцениваются как максимально детальные и наиболее реалистично отражающие природные особенности исследуемого объекта.

Реконструкция полей палеонапряжений. Опыт выполненных работ показывает, что практически на каждом участке рассланцованных (кливажированных) коренных пород можно относительно легко получить статистическую информацию о характере их деформации, в частности, данные, необходимые и достаточные для решения обратной тектонофизической

задачи. В связи с этим становится вполне реальной возможность детальной реконструкции полей палеонапряжений.

Корреляция процессов структурообразования и металло-, минеро-, петрогенеза. Выделение и идентификация парагенезисов структурных элементов дает необходимую основу для детального изучения проявлений тектонического фактора контроля в процессе вещественных преобразований, позволяет обоснованно согласовывать результаты макро- и микроструктурных исследований. Получение исходных данных для геометризации объектов поисково-разведочных работ. Например, в условиях плохой обнаженности структурно-парагенетический анализ, выполненный на участках «внутри» зоны рассланцевания, может позволить определить пространственную ориентировку плоскости главного сдвига, т. е. ответить на важный при проектировании буровых и горных работ вопрос о простирании и падении зоны в целом, даже если ее границы не вскрыты.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс», 2005. – 572 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. - Киев: Наук. думка, 1988. – 228 с.
- Гродницкий Л.Л., Ручьев А.М., Крохин А.И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.
- Ручьев А.М. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле // VIII международная конференция. Доклады. Т. 1. S-1. М., 2007. С. 298-301.
- Ручьев А.М. К вопросу о структурном контроле мусковитовых пегматитов беломорского комплекса Северной Карелии // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 138-151.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ МЕТАСТАБИЛЬНЫХ СОСТОЯНИЙ КАК ПЕРЕХОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ ОТ СТАТИКИ К ДИНАМИКЕ В СТРУКТУРИРОВАННЫХ СРЕДАХ

Б.П. Сибиряков, Б.И. Прилуц

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Институт горного дела СО РАН

Статья посвящена исследованию уравнений равновесия и движения сред со структурой. Ранее опубликованные работы в этом направлении, связанные с отказом от сплошности среды и построением нового континуума, обладающего внутренней геометрией, привели к тому, что уравнения равновесия и движения оказались уравнениями бесконечного порядка. Причина появления таких уравнений в том, что разностные и дифференциальные операторы не переходят друг в друга автоматически. Этому препятствует конечный размер структуры, который связан с удельной поверхностью пор и трещин. Наличие большого числа степеней свободы у

структурированных тел вызывает, помимо обычных продольных и поперечных волн, также множество волн с очень низкими скоростями, ничем снизу не ограниченными. В данной работе сделана попытка выяснить механизм появления быстрых движений при квазистатических нагрузках. Обычная модель сплошного континуума ставит нас перед двоичной альтернативой: либо быстрые, либо медленные движения без каких-либо промежуточных состояний. Очевидно, что метастабильные явления, предвещающие катастрофические процессы, как раз и являются промежуточными состояниями между статикой и динамикой.

ВВЕДЕНИЕ

Микронеоднородные среды с большой контрастностью компонент (перепад по физико-механическим свойствам не в несколько раз, а на многие порядки) требуют либо решения краевых задач с граничными условиями на всей сложной поверхности пор, либо создания новых моделей континуума, где внутренняя геометрия была бы задана с самого начала. Не отрицая полезности первого подхода, все же следует сказать, что непосредственное интегрирование уравнений равновесия и движения сплошной среды на очень сложных поверхностях границ, помимо очевидных вычислительных трудностей, ставит перед нами весьма трудные, до сих пор не формализо-

ванные проблемы физической интерпретации результатов численного моделирования. Каждая краевая задача здесь является лишь одной из реализаций множества возможных структур с одними и теми же коллективными свойствами. Коллективные геометрические свойства описываются функционалами интегральной геометрии. Поэтому геометрические свойства сложных объектов остаются как бы за кадром, что осложняет физическую трактовку результатов численных исследований. Данная работа посвящена построению новой модели континуума, где интегральная геометрия порового пространства задана с самого начала.

ПОСТРОЕНИЕ ОПЕРАТОРА СПЛОШНОСТИ

Как известно, в интегральной геометрии существует связь между удельной поверхностью образца σ_0 и средней длиной от поры до поры или от трещины до ее ближайшей соседки l_0 в виде [Sibiriakov, 2002]

$$\sigma_0 l_0 = 4(1 - f) \quad (1)$$

где f – пористость. Оператор переноса поля из точки x в точку $x \pm l_0$ дается известным выражением (2), подробно изложенным в работе [Маслов, 1973].

$$u(x \pm l_0) = u(x) e^{\pm l_0 D_x}, \quad (2)$$

где $D_x = \partial / \partial x$ есть символическая переменная, так что экспонента существует в смысле Маслова [Маслов, 1973], а ее формальное разложение в ряд соответствует формуле Лагранжа о конечном приращении.

На рис. 1 изображена микроструктура, на которой отчетливо видно, что не всякий ее микрообъем является представительным.

Оператор переноса поля в центр некоторой сферы радиуса l_0 можно обобщить, следуя идее Маслова, следующим образом

$$P(D_x, D_y, D_z; l_0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \exp[l_0 (D_x \sin \theta \cos \varphi + D_y \sin \theta \sin \varphi + D_z \cos \theta)] \sin \theta d\theta d\varphi \quad (3)$$

Таким образом, оператор переноса поля в центр выделенной сферы (структуры) есть функция символических переменных D_x, D_y, D_z , а также параметра l_0 , который есть средний линейный размер структуры, определяемый удельной поверхностью пор и трещин, в соответствии с выражением (1). Этот оператор ставит в соответствие реальному полю напряжений и деформаций

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi f(\alpha \cos\theta + \beta \sin\theta \cos\varphi + \gamma \sin\theta \sin\varphi) \sin\theta d\theta d\varphi = 2\pi \int_0^\pi f(R \cos p) \sin p dp = 2\pi \int_{-1}^1 f(Rt) dt, R = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2}. \quad (4)$$

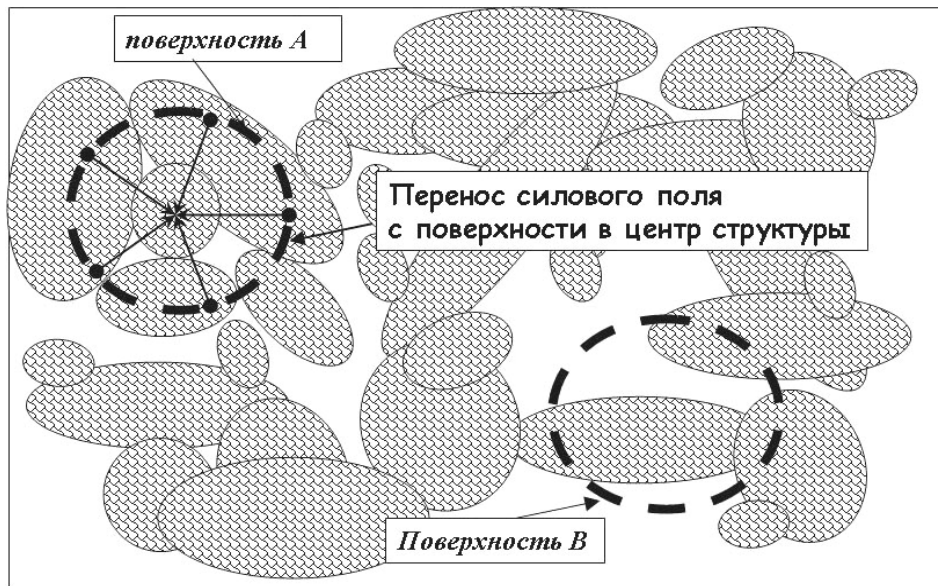


Рис. 1. Представлены две возможные поверхности. Поверхность А окружена со всех сторон силами, которые приложены к ней. На ней уравнение равновесия выполняется. Вторая поверхность В лишь частично нагружена силами, и уравнение равновесия на ней не выполняется

С использованием (4) оператор переноса поля может быть переписан в несколько иной форме:

$$P(D_x, D_y, D_z; l_0) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \exp(l_0 \sqrt{\Delta} \cdot t) dt = \int_0^1 \text{Ch}(l_0 \sqrt{\Delta} \cdot t) dt = \frac{\text{Sh}(l_0 \sqrt{\Delta})}{l_0 \sqrt{\Delta}} = E + \frac{l_0^2 \Delta}{3!} + \frac{l_0^4 \Delta \Delta}{5!} + \dots \quad (5)$$

Классическому континууму сплошной среды отвечает случай равенства нулю среднего размера структуры или обращению оператора P в единичный. Тем самым, классический континуум

предполагает, что любые физические свойства в некоторой точке есть средние по объему некоторой сферы достаточно малого радиуса. Для континуума со структурой, очевидно, это не так.

УРАВНЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ МИКРОНЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

Уравнение движения микroneоднородной среды для напряжений, подвергнутых действию оператора P , практически такое же, что и для обычной ситуации для сплошной среды, а именно [Sibiriakov, 2002]:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} [P(\sigma_{ik})] = \rho \ddot{u}_i. \quad (6)$$

В развернутом виде уравнение (6) можно переписать в форме:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} (E + \frac{l_0^2}{3!} \Delta + \frac{l_0^4}{5!} \Delta \Delta + \dots) \sigma_{ik} = \rho \ddot{u}_i. \quad (7)$$

Как было показано ранее, уравнение бесконечного порядка (7), появляется вследствие неэквивалентности разностных и дифференциальных

операторов для сред с конечными линейными размерами структур. Для одномерных стационарных колебаний уравнение (7) существенно упрощается, именно

$$u''(E + \frac{l_0^2 \Delta}{3!} + \frac{l_0^4 \Delta \Delta}{5!} + \dots) + k_s^2 u = 0, \quad (8)$$

где $k_s = \omega / v$ есть волновое число, характерное для обычных продольных или поперечных волн. Если искать решение этого уравнения в виде экспоненты:

$$u = A \exp(ikx), \quad (9)$$

то возникает дисперсионное уравнение относительно неизвестного волнового числа k , т.е. при заданной частоте относительно неизвестной скорости распространения волн, именно:

$$\frac{\sin(kl_0)}{kl_0} - \frac{k_s^2}{k^2} = 0. \quad (10)$$

Уравнение (10) содержит бесчисленное множество как вещественных, так и комплексных корней, причем при $l_0 \rightarrow 0$, очевидно, $k \rightarrow k_s$. Этот корень дает скорость обычных звуковых волн. Малые, но конечные значения l_0 приводят к тому, что отношение синуса к аргументу становится меньше единицы. Тем самым, скорость волн уменьшается при наличии конечных размеров структуры. Решением (10) также являются большие значения kl_0 , близкие к кратным числам π . Эти решения дают сверхмалые скорости волн,

ничем снизу не ограниченные. Кроме того, при определенных значениях аргумента синус может принимать также отрицательные значения. Это значит, что среди решений уравнения (10) имеются комплексные значения волнового числа. Комплексные корни дисперсионного уравнения связаны либо с затуханием волн, либо с неограниченным ростом амплитуд. Такие корни могут трактоваться как параметрические резонансы в средах со структурой, они отсутствуют в сплошных средах. Можно показать, что все решения известного уравнения Маттье [Уиттекер, Ватсон, 1963], которые описывают классические параметрические резонансы при колебаниях маятника с осциллирующей точкой подвеса, содержатся в решениях уравнения (8). Структура решений (8) та же самая, как и структура уравнения Маттье. Поэтому неустойчивые решения (8) можно трактовать как параметрические резонансы.

Отметим еще одно важное свойство решений уравнения (10). Как вещественные, так и комплексные корни этого уравнения образуют дискретный спектр. Это означает своеобразное квантование волновых и неустойчивых процессов в средах со структурой. Каждый корень есть некоторый сценарий поведения колебательного процесса. Перейти от одного сценария к другому можно, только лишь дискретным образом, затратив некоторую конечную порцию энергии. Это обстоятельство весьма сильно отличает среды со структурой от классических непрерывных сред.

СЛУЧАЙНЫЕ СТРУКТУРЫ И РОЛЬ ДИСПЕРСИИ СРЕДНЕГО РАЗМЕРА СТРУКТУР В КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ

Если представить размер структуры как сумму постоянного значения l_0 и случайной величины ξ ,

$$P(D_x, D_y, D_z; l_0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \exp[l_0(D_i n_i) + \xi(D_i n_i)] \sin \theta d\theta d\varphi. \quad (11)$$

Для случайной величины ξ , распределенной по нормальному закону и с нулевым средним значением имеет место соотношение [Кляцкин, 1980]:

$$\langle \exp(\omega \xi) \rangle = \exp\left(\frac{1}{2} \sigma^2 \omega^2\right), \quad (12)$$

$$P(D_x, D_y, D_z; l_0, \sigma) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \exp[l_0(D_i n_i) + \frac{l_0^2 \sigma^2}{2} (D_i n_i)^2] \sin \theta d\theta d\varphi. \quad (13)$$

Если теперь искать решение уравнения (8) в виде суммы экспонент, то дисперсионное уравнение (10) несколько обобщается и принимает форму:

$$\frac{1}{kl_0} \int_0^{kl_0} \cos(x) \exp[-x^2 \sigma^2 / 2] dx = \frac{k_s^2}{k^2}. \quad (14)$$

то оператор сплошности принимает следующий вид:

где ω постоянное число. Значение σ^2 есть дисперсия случайной величины ξ . Однако, в смысле Маслова существует также аналогичный символический интеграл, где роль постоянной ω играет символическая постоянная $l_0 D_i$, так что оператор P принимает вид:

$$\frac{\sin kl_0}{kl_0} e^{-ikl_0} (1 - i\sigma^2 kl_0)^{-1/\sigma^2} = \frac{k_s^2}{k^2}. \quad (15)$$

Для гамма распределения случайных размеров мезоструктур дисперсионное уравнение (13) заменяется несколько иным уравнением

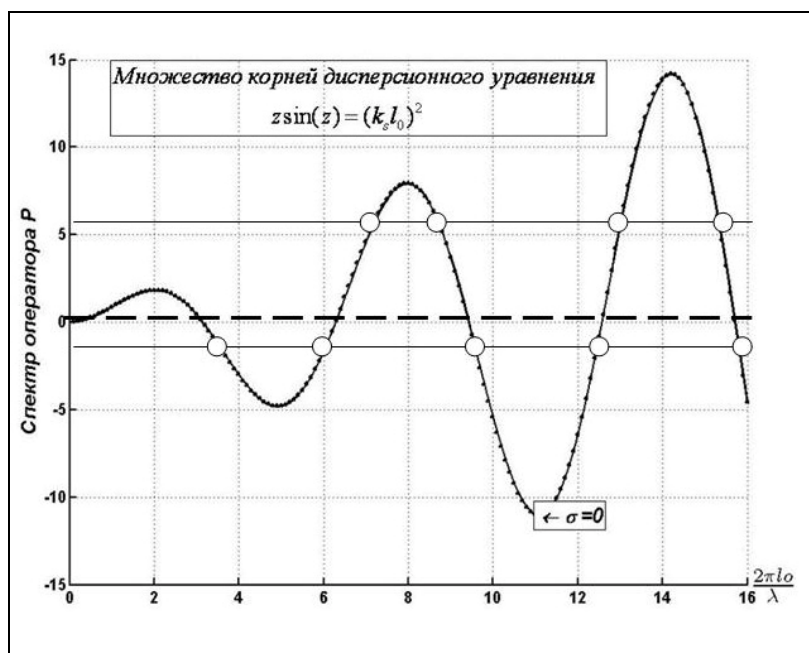


Рис. 2. Графическая иллюстрация поведения вещественных корней дисперсионного уравнения (10) без учета явлений дисперсии размеров структуры ($\sigma = 0$)

Легко видеть, что при малой дисперсии размеров структуры, или удельной поверхности, уравнение (14) обращается в уравнение (10). Исследование корней уравнения (14) показывает, какова роль структурного хаоса в развитии колебательных процессов. На рис. 2 по оси абсцисс отложено безразмерное отношение линейной протяженности структуры, умноженной на 2π , к длине волны, а по оси ординат произведение линейной функции на синусоиду.

Пересечение горизонтальных линий с растущими по амплитуде колебаниями дает значения вещественных корней дисперсионного уравнения (10). Каждая из горизонтальных линий соответствует определенному отношению размера структуры к длине проходящей волны. Нулевая горизонтальная линия соответствует бесконечно большой длине волны, т.е. квазистатическим процессам. Интересно отметить, что благодаря линейному росту амплитуды колебаний любая горизонтальная линия, в конце концов, пересечет колеблющуюся функцию, так что существуют произвольно короткие волны. Вместе с тем, имеют место корни, соответствующие статике, т.е. те значения, которые пересекает нулевая линия. Этот результат наглядно демонстрирует, что в данной модели нет непреодолимой преграды между статикой и динамикой, они, в некотором смысле, обуславливают друг друга. Об этом же говорит наличие волн с исключительно малыми скоростями [Сибиряков, Подбережный, 2006]. Более того, большие значения по оси абсцисс и исключительно малые по оси ординат для некоторых корней показывают, что возможна статика исключительно высоких частот. Подобный пара-

докс означает то обстоятельство, что возможны случаи (и их много) когда каждый микрообъем движется, а общего движения нет. Иными словами, макростатика может в себе заключать также микродинамику.

Колебательные движения, осложненные некоторым структурным хаосом, позволяют анализировать тенденцию поведения вещественных корней дисперсионного уравнения (14). Дисперсия размеров структуры приводит к тому, что линейный рост амплитуды не имеет места. Напротив, имеет место очень сложная картина, связанная как с затуханием амплитуд при небольших значениях дисперсии, так и почти линейный рост при больших дисперсиях. Тем самым, при малых дисперсиях отнюдь не имеется возможностей иметь произвольно короткие волны. Этому препятствует экспоненциальное затухание амплитуд. Особо следует отметить, что при дисперсии $\sigma^2 = 0.3$ указанное произведение быстро стремится к нулю, так что функция, характеризующая распределение вещественных корней (14), практически становится финитной. Хотя формально эта функция пересекает нулевую линию лишь в счетном множестве точек, т.е. формально спектр дискретен, тем не менее, практически он как угодно приближается к непрерывному спектру. Спектр финитной функции не только непрерывен, но и представляет собой аналитическую функцию. Как угодно малое отличие функции, определяющей корни уравнения (14), (при дисперсии $\sigma^2 = 0.3$) от финитной функции означает практическую непрерывность спектра возможных колебаний. А это, в свою очередь, есть верный экспериментальный признак детерминиро-

ванного хаоса [Шустер, 1988]. При дальнейшем увеличении дисперсии происходит довольно быстрый выход из детерминированного хаоса, спектр возможных колебаний становится снова дискретным.

На рис. 3 представлено распределение комплексных корней дисперсионного уравнения (15). Здесь различными цветами показано поведение корней при дисперсии размеров структу-

ры. Видно, что нулевые дисперсии требуют достаточно высоких частот для возникновения катастроф. Однако значительные дисперсии размеров приводят к тому, что практически даже исключительно низкие частоты вызывают растущие решения. Если трение мало, то область высоких дисперсий размера структур есть своеобразная машина постоянного воспроизводства неустойчивостей.

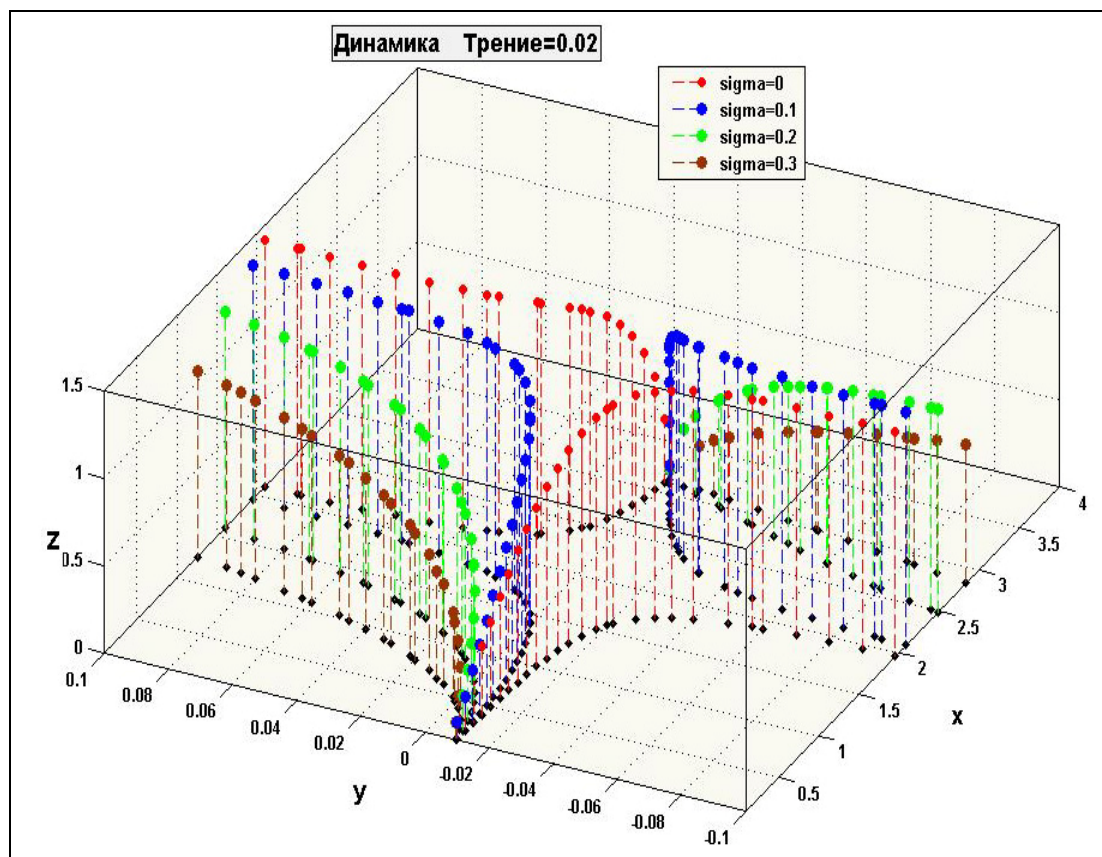


Рис. 3. Графическая иллюстрация поведения корней уравнения (15) для различных значений дисперсии размеров структуры. Катастрофам соответствуют положительные значения по оси y , поглощению – отрицательные. По оси z отложено отношение размера структуры к длине S волны. Каждая из кривых соответствует определенному значению дисперсии среднего размера структуры. Видно, что катастрофы при значительных дисперсиях ($\sigma = 0.3$ и более) наступают при достаточно низких частотах, при которых длина волны превосходит размеры структуры на порядки. Трение снижает вероятность таких явлений. Однако если коэффициент сухого трения падает, например, под влиянием появления флюидов, то тело с большими перепадами размеров внутренних структур есть геодинимическая машина для производства катастроф

ВЫВОДЫ

1. Представленная модель континуума со структурой содержит в себе плавные переходы от быстрых движений к медленным процессам, и наоборот. Макростатика не исключает микродинамики. Возможна также статика весьма больших частот, при которой каждый микрообъем колеблется, а общее движение тела отсутствует.

2. Некоторые значения дисперсии размеров структур среды приводят к появлению в ней явления детерминированного хаоса, что выражает-

ся в практически непрерывном спектре колебаний. Другие значения дисперсии выводят микро неоднородную среду из состояния детерминированного хаоса.

3. Причина появления инерционных сил в уравнениях равновесия заключается в невозможности удовлетворить уравнению равновесия для каждого микрообъема. Тем самым, возникает существенная разница между средними значениями сил инерции в некотором объеме (эти

средние значения равны нулю) и их значениями в каждой точке. Эти значения могут быть весьма велики и случайным образом ориентированы. Модель описывает также появление волн произвольно низких частот при статическом деформировании.

4. Размывание частотных диапазонов устойчи-

вых и неустойчивых решений при высоких дисперсиях размеров структур может объяснить то обстоятельство, что зоны геологических разломов (области высоких дисперсий) являются своеобразными машинами для производства неустойчивых процессов в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

- Sibiriakov B.P.* Supersonic and intersonic cracking in rock-like material under remote stresses // Theoretical and Applied Fracture Mechanics – 2002. V. 38, No 3, P. 255-265.
- Маслов В.П.* Операторные методы. М.: Наука. 1973. 544 с.
- Градиштейн И.С., Рыжик И.М.* Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М.: Физматгиз. 1963. 1100 с.
- Уиттекер Э. Т., Ватсон Дж.* Курс современного анализа. М.: Физматгиз. 1963. Т. 2. 516 с.
- Кляцкин В.И.* Стохастические уравнения и волны в случайно-неоднородных средах. М.: Наука. 1980. 336 с.
- Сибиряков Б.П., Подбережный М.Ю.* Неустойчивость структурированных сред и некоторые сценарии развития катастроф // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 684-694.
- Шустер, Г.* Детерминированный хаос. Введение. М.: Мир. 1988. 240 с.

ГЕНЕЗИС РАЗРЫВОВ РАЗНОГО РАНГА, ОРИЕНТИРОВАННЫХ ПО НОРМАЛИ К ОСИ МАКСИМАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Н.С. Фролова

Геологический ф-т МГУ, Москва, n.s.frolova@mail.ru

На первый взгляд, разрывов, обозначенных в названии статьи, существовать не должно. Общеизвестно, что по ориентировке относительно осей напряжений и кинематике они обычно подразделяются на 2 типа. (1) Разрывы, у которых крылья *раздвигаются* перпендикулярно поверхности раздела; как правило, это трещины отрыва, формирующиеся по нормали к оси максимального растяжения σ_1 . (2) Разрывы со смещением крыльев *вдоль поверхности разрыва*; при зарождении они параллельны двум сопряженным плоскостям максимальных касательных напряжений, т.е. располагаются под углом $\pm 45^\circ$ к оси максимального сжатия σ_3 (в толщах горных пород этот угол, как правило, меньше). Могут ли существовать разрывы, крылья которых *сближаются* (соответственно, они должны быть расположены перпендикулярно σ_3)? Давно доказано теоретически и подтверждено экспериментами над однородными и изотропными материалами и горными породами, что существуют только три перечисленные выше плоскости, в которых могут формироваться разрывы. Четвертое направление (по нормали к σ_3) является «запрещенным» для образования собственно разрывов, как зон дезинтеграции. Тем не менее, существуют тонкие плоские тела, расположенные *во время своего заложения* перпендикулярно σ_3 , которые можно назвать разрывами, если уточнить их общепринятое определение. Однако надо иметь в виду, что как только появляется разрыв, он становится такой зоной, по которой легко происходят смещения, причем они могут быть связаны уже с другой ориентировкой осей напряжений. Если речь идет о *возможности* существования разрыва, перпендикулярного σ_3 , то необходимо также рассмотреть, какие *процессы* происходят в зоне этого разрыва до и во время его образования. Роль одного из механизмов формирования разрывов разного ранга, перпендикулярных сжатию, и будет показана ниже.

В тектонике разрывами обычно обозначают поверхности или зоны, по которым наблюдается разобщение геологических тел на фрагменты и смещение этих фрагментов друг относительно друга. Однако уже давно известно, что типы разрывов со смещением варьируют от резких тре-

щин с явно небольшим смещением до зон, вдоль которых происходит, скорее, пластическая деформация. Отсутствие границы между хрупкой и пластической видами деформации показано в серии экспериментов с известняками и мраморами при разных температурах и давлениях [Griggs, Handin, 1960]. Однако деформационные процессы в геологической среде протекают не только в разных термодинамических условиях, она является также неоднородной и иерархически структурированной. Поскольку на каждом структурном уровне имеются неоднородности, нарушающие сплошность среды [Лукиянов, 1991], то критерий различия разрывной деформации от пластической по степени нарушения сплошности в такой среде мало применим. Это различие можно сформулировать и по другому: пластическая деформация в своем крайнем проявлении однородна, а разрывная – резко неоднородна [Гончаров, 1996]. Однако деформации в неоднородной геологической среде всегда неоднородны. Таким образом окончательно утрачивается противопоставление разрывной и пластической деформации. Тем не менее, от понятия «разрыв» не отказались, но стали определять его как *узкую протяженную зону резкой локализации (или концентрации) деформаций* [Гончаров и др., 2005; Малюжинец, Фролова, 1991; Расцветаев, 2002]. Такие зоны могут возникать и перпендикулярно оси максимального сжатия (т.е. в «запрещенном» направлении), если имеются неоднородности соответствующего ранга.

В свое время Л.М. Расцветаев [1973, 1991] выделил особый тип структур, крылья которых движутся навстречу друг другу, назвав их содвигами. Размеры этих структур могут быть самыми разными, так же, как и способы их образования, некоторые из которых рассмотрены этим автором [Расцветаев, 2002]. Наиболее мелкими структурами, относимыми им к содвигам, являются кливажные швы. Сейчас уже почти ни у кого не вызывает сомнения, что они формируются при участии растворения под давлением, или компрессионной ползучести. Однако существуют и более крупные структуры локализованного сжатия, в формировании которых принимает участие тот же процесс.

Кливаж. Механизм формирования кливажа в настоящее время хорошо изучен [Атлас..., 1982; Гончаров и др., 2005; Талицкий, 1989 и др.]. Многочисленные исследования, начатые в середине позапрошлого века, показали, что поверхности кливажа всегда перпендикулярны оси максимального сжатия [Ramsay, Huber, 1983]. Микроскопически кливаж – это система тонких субпараллельных нитевидных зон, обогащенных мельчайшими листочками чешуйчатых минералов, органическим и рудным веществом, придающим этим зонам, называемым швами, темный цвет. Кливаж развивается только в неоднородной среде. В случае самого распространенного межзернового кливажа швы приурочены к границам неоднородностей, т.е. развиваются на контактах обломочных зерен друг с другом или цементом. При деформации такие минералы, как кварц и кальцит, растворяются в жидкой пленке, присутствующей между зернами породы, на тех участках, где напряжение велико (рис. 1) и выпадает в осадок там, где оно низко. Считается, что этот механизм, названный компрессионной ползучестью, является важным механизмом деформации пород коры [Теркот, Шуберт, 1985].

С помощью описанного механизма формируются кливажные швы – ослабленные зоны, ориентированные по нормали к оси максимального сжатия и обогащенные нерастворимыми частицами. Кливаж закладывается на первом этапе складкообразования, когда слои еще залегают субгоризонтально; в это время в швах лишь *концентрируется укорочение* (путем сближения их стенок). При продолжении деформации, когда слоистая толща теряет устойчивость и вязкие слои начинают изгибаться в складки, могут происходить уже *смещения вдоль* кливажных швов,

поскольку внутри слоев меняется локальная ориентировка осей напряжений. Для дальнейшего изложения важно, что если на первой стадии в вязких слоях не была достигнута величина деформации укорочения, необходимая для формирования кливажа, то он развивается позже, но только в замках складок.

Муллион-структуры. Первые упоминания о муллион-структурах (МС) известны с конца 19 века. Такой знаток малых структурных форм, как Дж. Уилсон [1985], относит их к разновидности грубой линейности и описывает как длинные цилиндрические образования, однако не дает четкого представления о механизме их формирования. Какое же отношение эти структуры имеют к разрывам? Дело в том, что в сечении, перпендикулярном их вытянутой оси, они представляют собой линзы (иногда правильной формы, иногда нет), расположенные поперек слоя и разделенные частично или полностью тонкими темными прокладками (швами), продолжающимися обычно и за пределы этого слоя (рис. 2). Эта структура напоминает микролитоны, разделенные кливажными швами, но только не в микроскопическом, а в гораздо более крупном масштабе. МС развиты в вязких слоях – карбонатных или содержащих много кварца. Слой может быть не полностью разделен на линзы (см. рис. 2, б) и тогда его отпрепарированная поверхность предстает как фестончатая или покрытая желобками. Кливажные швы связаны с наличием вещественных или, реже, структурных неоднородностей микроскопического (внутри-слоевого) масштаба. А можно ли найти какие-либо закономерности в расположении муллионных швов? Ответ на этот вопрос очевиден, если швы развиваются в синге-

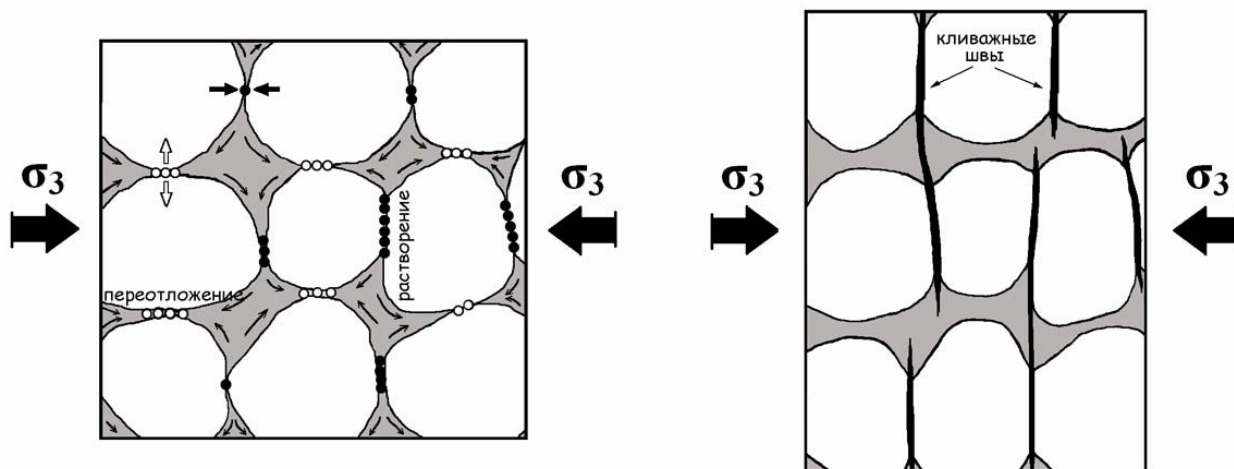


Рис. 1. Схема формирования межзернового кливажа с помощью механизма растворения под давлением

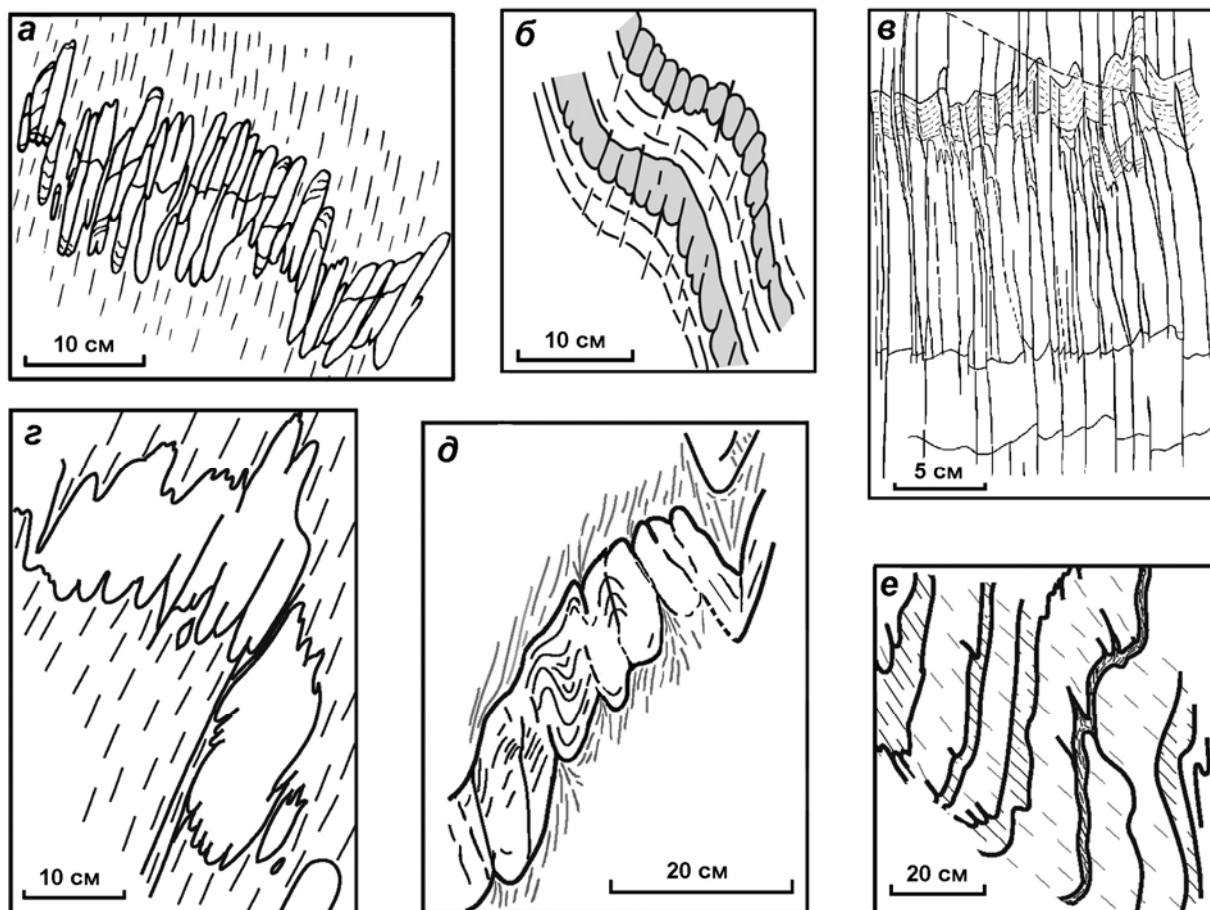


Рис. 2. Муллион-структуры: *а* – зрелые МС в чередовании известняков и филлитовых сланцев; *б* – правильные МС в слабослюдистых кремнистых породах, чередующихся с мраморизованными известняками: зрелые в более тонком верхнем слое и незрелые – в нижнем; *в* – правильные МС в чередовании известняков, известковистых и филлитовых сланцев; *г* – зрелые неправильные МС, развившиеся по сингенетично нарушенному слою карбонатов в биотитовых сланцах; *д* – развитие муллионных швов по мелким складчатым неоднородностям в песчаниках; *е* – начальная стадия развития МС в слоях с признаками сингенетичного нарушения слоистости (мраморы с прослоями известковистых сланцев). *а, в* – Таласский хр., *б, г, д, е* – хр. Султан-Уиздаг

нетично нарушенных слоях – они приурочены к границам имеющих в них неоднородностей (см. рис. 2, *г, е*). Развивающиеся в такой ситуации МС имеют неправильную форму и различаются по размеру (см. рис. 2, *г*), а иногда даже напоминают конгломераты. Труднее установить причину развития «правильных» МС, когда слой разделен на линзы примерно одинакового размера и формы (см. рис. 2, *в*). Однако надо иметь в виду, что слои, даже без сингенетичных нарушений, не являются идеально однородными. Всегда имеются неровности их границ, разная концентрация вязких зерен внутри этих слоев. Под микроскопом можно видеть развитие швов, более крупных, чем кливажные, на вертикальных границах прерывистых слойков, сложенных кварцем или кальцитом. Иногда муллионные швы связаны не с вещественными, а со структурными неоднородностями. Чаще всего они приурочены к замкам мелких складочек (рис. 2, *д*). Итак, можно сделать вывод, что появ-

ление МС обусловлено неоднородностью деформируемой среды на следующем, более крупном, по сравнению с кливажем уровне, – уровне отдельных слоев.

Кливажные швы ориентированы строго по нормали к оси максимального укорочения, а как обстоит дело с муллионными швами? Во-первых, муллионные швы всегда параллельны кливажным. Они расположены и ориентированы в складках так же, как и кливаж (рис. 3). Поскольку МС развиты только в вязких слоях, то они образуют прямой веер, а в тесно сжатых складках субпараллельны их осевым поверхностям. Таким образом, можно считать установленным фактом перпендикулярность швов МС оси максимального укорочения. Местами, подобно кливажу, МС развиты только в замках складок (рис. 3, *б*).

Швы, разделяющие линзы – муллионы, не только гораздо крупнее кливажных, но и сложно построены. Под микроскопом видно, что они представляют собой сгущение «элементарных»

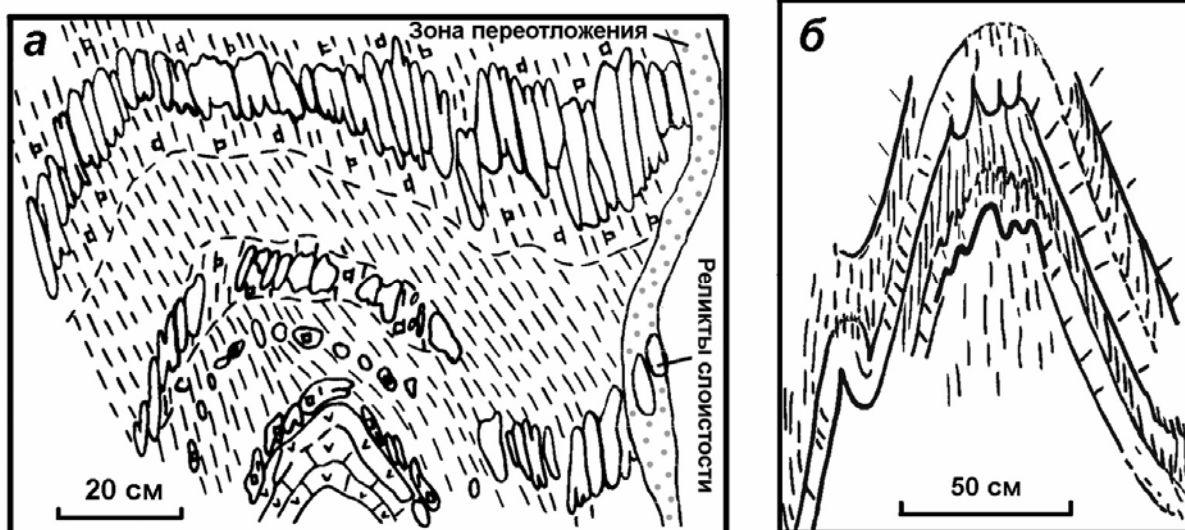


Рис. 3. Муллион-структуры в складках: *а* – хорошо развитые МС в замке и на крыльях, поперечные линзы параллельны кливажу. Чередование известняков и филлитовых сланцев, Таласский хр.; *б* – начальная стадия развития МС в замке складки. Метапесчаники и слюдяные сланцы, хр. Султан-Уиздаг

кливажных швов. Швы МС сложены химически инертными компонентами исходного слоя, такими как рудное, органическое вещество, слюды и т.п. Светлых растворимых минералов – кварца и кальцита – напротив, гораздо меньше, чем в окружающей породе. В связи со сказанным выше, логично предположить, что механизмы образования кливажных и муллионных швов сходны. Процесс формирования последних можно представить себе таким образом. При укорочении вязкого слоя в слоистой пачке деформация в нем распределяется неравномерно (возможные участки концентрации деформации были перечислены выше). На этих участках происходит растворение под давлением подвижных минералов и их вынос с помощью флюида. Процесс начинается с образования кливажа, а затем кливажные швы, сгущаясь и сливаясь, формируют муллионные швы. Последние постепенно разделяют вязкие слои на линзы, ориентированные поперек слоев. В начале процесса в швах сохраняются реликты слоистости (рис. 4), которые постепенно утрачиваются. В швах концентрируется деформация укорочения, что приводит к эффекту «ложных смещений» вдоль линз (см. рис. 2, *а, в*). На самом деле сближаются лишь стенки швов. Растворенный материал выносится из них и кристаллизуется на участках с пониженным давлением. Перенос может быть ближним, когда кристаллизация осуществляется в тенях давления (торцах линз), и дальним – когда образование жилок и новообразованных тел происходит во вмещающих породах (см. рис. 3, *а*). Образование МС происходит в том же интервале термодинамических условий, что и образование кливажа,

однако они встречаются и в толщах с повышенным метаморфизмом. Можно показать [Малюжинец, Фролова, 1990], что в этом случае они являются реликтовыми структурами.

Процесс формирования МС чаще всего начинается на первой стадии складкообразования, когда слои лежат еще горизонтально (за исключением случаев, когда МС развиты только в замках складок). На этом этапе деформации их стенки лишь *сближаются*. На следующем этапе складкообразования, при изменении локальной ориентировки осей напряжений, могут происходить реальные смещения *вдоль* муллионных швов, так же, как это происходит в случае кливажа.

Дизъюнктивы сжатия. Эти структуры гораздо крупнее, чем муллионы, и именно они бывают похожи на «настоящие» разрывы. Дизъюнктивы сжатия (ДС) достаточно широко распространены в складчатых областях, но не всегда легко распознаются. Это плоские тела (зоны, швы), имеющие протяженность от первых десятков сантиметров до сотен метров, выглядящие обычно как зоны рассланцевания (рис. 5). ДС всегда встречаются в парагенезе со складками и обычно располагаются вдоль их осевых поверхностей (см. рис. 5, *б-г*). Из этого факта следует, что ДС перпендикулярны оси максимального укорочения и приурочены к зонам концентрации этой деформации. При складкообразовании, на стадии перехода от открытых складок к закрытым, сплющивание внутри слоев сосредотачивается в зонах замков, в то время как крылья испытывают преимущественно поворот. В этих зонах, располо-

женных вдоль осевых поверхностей складок, развивается или сгущается кливаж, который и наследуется ДС. Кроме этого ДС могут быть приурочены к участкам утолщенных крыльев набегающих складок, где также концентрируется внутрислоевое сплющивание. Таким образом, ДС обусловлены неоднородностями более высокого ранга, чем кливаж и МС. Это уровень пачек слоев, а неоднородности подготавливаются предшествующей деформацией. Иногда ДС связаны и с крупными вещественными неоднородностями, например, сингенетично нарушенными участками слоистого разреза, которые более податливы деформации, чем окружающие породы. Тела ДС лишены следов каких-либо брекчий или иных тектонитов; в них доминируют слюды. По сравнению с вмещающими породами, швы обеднены кальцитом или кварцем, но местами в них наблюдаются новообразованные тела, сложенные этими минералами (см. рис. 5, б). Иногда в швах присутствуют реликты слоистости (см. рис. 5, а, в). Все эти факты приводят к выводу об участии компрессионной ползучести в формировании швов.

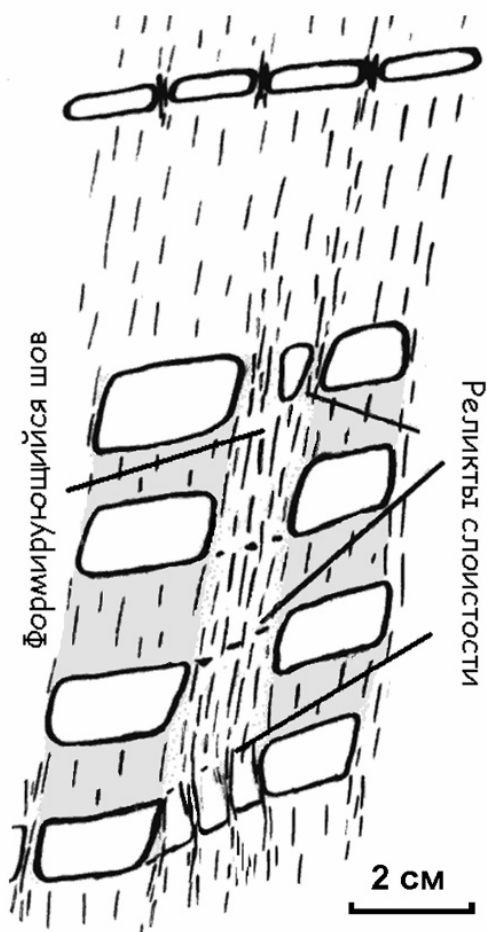


Рис. 4. Начальная стадия формирования муллионного шва, в котором еще видны реликты слоистости. Чередование известняков, известковистых и филлитовых сланцев. Таласский хр.

Механизм формирования ДС представляется следующим. Процесс начинается в зонах концентрации деформации укорочения на самом низком структурном уровне – уровне зерен. Сначала перпендикулярно сжатию зарождается кливаж, являющийся структурой растворения под давлением, причем каждый «элементарный» кливажный шов можно, в принципе, рассматривать как ДС на микроуровне. Затем процесс переходит на более высокий структурный уровень: развиваются более крупные и сложно построенные швы, приуроченные к границам вещественных (реже мелких структурных) неоднородностей. Далее включается следующий структурный уровень, обусловленный неоднородностями более крупного масштаба, о которых говорилось выше. Так, осевые зоны складок предопределяют появление зон сгущения кливажа на участках максимальной концентрации сжатия, причем процессы растворения и выноса здесь идут с нарастающей интенсивностью. В этих зонах концентрируется и флюидный поток с преобладанием выноса подвижных компонентов. В то же время на участках относительного спада давления мобильные кварц и кальцит могут частично осажаться (в рассеянном виде или в форме жильных тел). Таким образом, состав и структура формирующихся швов начинает меняться, однако в них еще могут быть видны реликты слоистости (рис. 5, а, в). С течением времени скорость деформации в этих зонах увеличивается, что приводит к лавинообразному процессу флюидной переработки. Процесс растворения под давлением, к которому присоединяется катаклаз, концентрируется во все более узких зонах, которые можно назвать швовыми. Они уже существенно отличаются по составу и структуре от вмещающих пород и становятся механически ослабленными. Масштабы химической дифференциации при формировании крупных швов ДС могут быть на несколько порядков выше, чем при образовании кливажных и муллионных швов. На этом этапе по сформировавшимся швовым зонам осуществляется лишь *сближение* крыльев, почему такие структуры и были названы дизъюнктивами сжатия [Малюжинец, Фролова, 1991]. Этот эффект можно было бы, вслед за А.В. Лукьяновым [1991], назвать «сшиванием». Одним из следствий такого процесса является кажущееся смещение слоев на противоположных крыльях складок (см. рис. 5, г), а также преобразование дуговидных антиклиналей в гребневидные. Интенсивное развитие ДС на некоторых участках складчатой структуры приводит к эффекту ложного моноклиального залегания слоев, поскольку замки складок полностью перерабатываются в зонах «осевых швов». На далеко

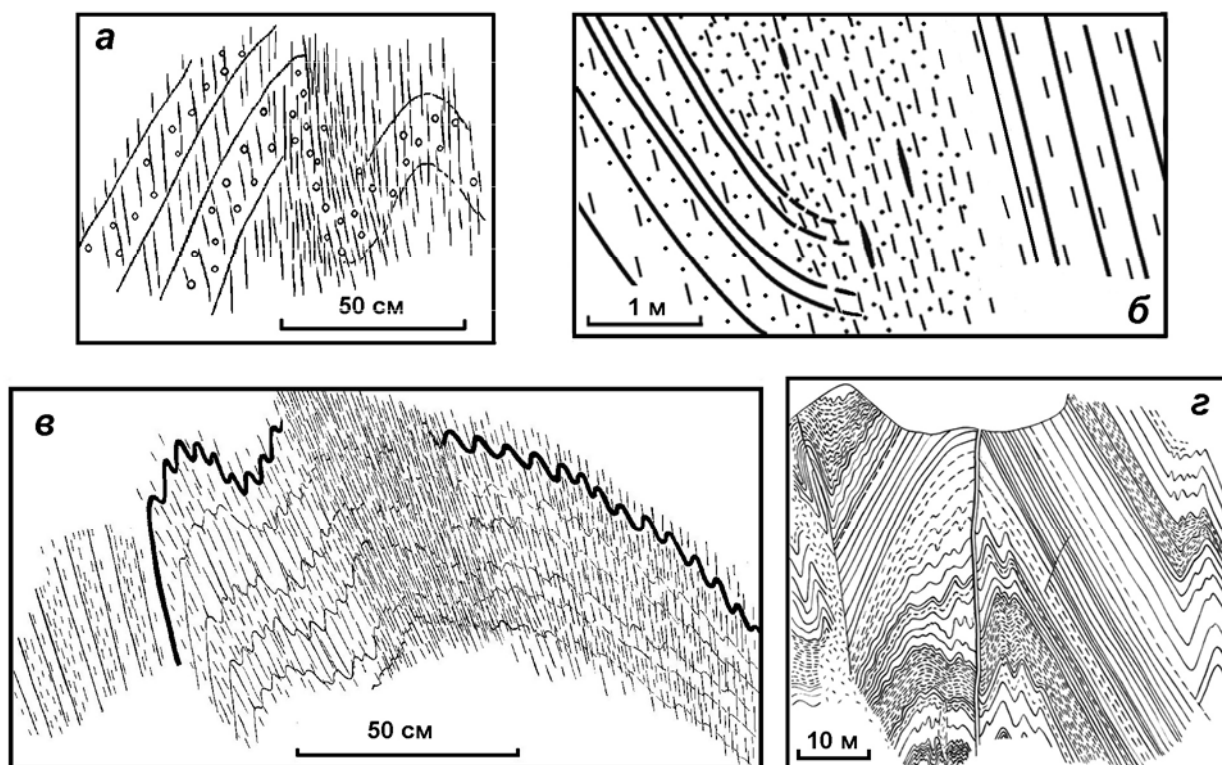


Рис. 5. Дизъюнктивы сжатия: *а* – шов на смыкающем крыле складки, образованной мраморами и слюдистыми мраморами, слоистость интенсивно переработана; *б* – относительно крупный осевой шов в замке синклинали, образованной слоями мраморов и биотитовых сланцев; в шве слоистость утрачена; там же видны вытянутые вдоль сланцеватости небольшие новообразованные кальцитовые тела; *в* – осевой шов в замке антиклинали, образованной мраморизованными известняками и известковисто-биотитовыми сланцами, в шве слоистость с трудом прослеживается; толстая черная линия – послойная кальцитовая жила; *г* – осевой шов в замке крупной антиклинали, образованной чередованием известняков, известковистых и глинистых сланцев. Рисунок А.Г. Малюжинца. *а, б, в* – хр. Султан-Уиздаг, *г* – Таласский хр.

зашедшей стадии развития шовные зоны выглядят как разрывы, хотя какие-либо перемещения вдоль них отсутствует. При изменении относительной ориентировки осей деформации, что часто происходит в складчатых областях, вдоль ослабленных зон ДС легко осуществляется движение, и тогда по формальным признакам такие разрывы обычно диагностируются как взбросы или сдвиги. Однако при своем *заложении* эти зоны были ориентированы перпендикулярно оси максимального укорочения. ДС, так же, как кливаж и МС, развиваются на низкой ступени метаморфизма, однако сохраняются и при повышении уровня последнего.

Мы видим, что неоднородность геологической среды на разных структурных уровнях вызывает резкую локализацию деформации укорочения. Зоны такой локализации на низких уровнях вызваны существованием, в основном, первичных осадочных неоднородностей. На более высоких они обусловлены преимущественно неоднородностями, созданными предшествующим струк-

турообразованием. Один из механизмов реализации деформации укорочения – растворение под давлением, или компрессионная ползучесть, играет огромную роль при деформациях верхних частей земной коры. Непосредственно растворение осуществляется на уровне зерен, но концентрация этого процесса (включающего также перенос вещества и его переотложение) может приводить к формированию более крупных структур (муллон-структур и дизъюнктивов сжатия). В результате образуются механически ослабленные «швы» разного ранга, ориентированные перпендикулярно оси максимального сжатия. Во время своего формирования стенки швов лишь сближаются. Можно ли называть эти зоны концентрации деформации укорочения разрывами, зависит от нашего подхода к понятию «разрыв». После своего образования такие зоны влияют на ход дальнейшей деформации и даже при небольшом изменении относительной ориентировки ее осей вдоль них с легкостью осуществляются смещения.

ЛИТЕРАТУРА

- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ. 2005. 496 с.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
- Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Малые структурные формы как индикатор соотношений деформаций и метаморфизма во времени // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч.1. Киев: Ин-т геофизики АН УССР. 1990. С. 62-64.
- Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Механизм образования дизъюнктивов сжатия // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. С. 175-176.
- Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333-373.
- Талицкий В.Г. Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4. Геология. 1989. № 1. С. 19-27.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Ч.2. М.: Мир. 1985. 360 с.
- Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра. 1985. 112 с.
- Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics.* Berlin, Heidelberg, New York, 1982. 387 p.
- Griggs D.T., Handin J., Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes // Geol. Soc. Am. Mem. 79. 1960. P. 347-373.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol.1. Strain analysis. London; New York: Acad. Press. 1983. 307 p.

ТЕКТОНОФИЗИКА И СМЕЖНЫЕ НАУКИ: СЕЙСМОЛОГИЯ

С.И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ssherman@crust.irk.ru

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ И СЕЙСМОЛОГИИ

Введение физического, а впоследствии и математического, моделирования в тектонику не только обогатило возможности тектонических обобщений, сократив при этом количество умозрительных построений, но и вызвало необходимость констатации численных характеристик геологических структур, главным образом, разломов, контролирующих локализацию широкой группы объектов: серии рудных месторождений, активных вулканов, термальных и минеральных источников, эпицентров землетрясений и многих других. Использование в тектонике численных характеристик структур позволило на более высоком уровне коррелировать ее выводы со смежными науками и, прежде всего, сейсмологией. Структурно-тектонические исследования В.В. Белоусова и М.В. Гзовского с группой молодых сотрудников ИФЗ АН СССР заложили основу науки тектонофизики. Ее первые значимые выводы связаны с оперированием математическими параметрами разрывов и сейсмичности. Взаимное обогащение этих отраслей знаний продолжается многие десятилетия, чему способствовали десятки исследователей. Среди них выделяются работы Бондаренко П.М., Борнякова С.А., Гинтова О.Б., Гончарова М.А., Гутермана В.Г., Гущенко О.И., Добровольского И.П., Кочаряна Г.Г., Кропоткина П.Н., Кузнецовой К.И., Леонова Ю.Г., Лукка А.А., Лукьянова А.В., Мансурова В.А., Михайловой А.В., Мухамедиева Ш.А., Осокиной Д.Н., Пономарева А.В., Ребецкого Ю.Л., Рейснера Г.И., Рогожина Е.А., Ружича В.В., Садовского М.А., Санькова В.А., Семинского К.Ж., Сим Л.А., Соболева Г.А., Стоянова С.С., Трифонова В.Г., Шеменды А.И., Хазана Я.М., Юнги С.Л., Яковлева Ф.Л. и мн. др. Развитию исследований способствовали работы большой группы зарубежных ученых, среди которых следует выделить Ма-Цзинь, Angelier J., Brace W.F., Brune J., Byerlee J.D., Cloethingh S., Coppersmith K.J., Mogi K., Nowroozi A.A., Slemmons D.B., Turcotte D.L., Vakov A.V., Wells D.G., Zoback M.L., и очень многих других. Результаты их изысканий являются основой многих современных достижений на стыке наук тектонофизики и сейсмологии.

Тектонофизические и сейсмологические исследования пересекаются по многим аспектам. Сейсмология как крупный раздел современной геодинамики владеет многотысячными цифровыми базами данных о пространственно-временной локализации сейсмических событий, целенаправленно проведенными результатами физического и математического моделирования, теоретическое обобщение которых позволило установить многие законы сейсмического процесса и разработать модели зарождения очагов землетрясений. При этом практически все обсуждаемые сегодня модели опираются на представления о том, что очаг землетрясения – суть подвижка по разрыву или его зарождение, а сейсмический процесс – суть деформация, активизация разрывов и квазитечение огромного объема горных масс, характеризующихся разломно-блоковой структурой.

Тектонофизика оперирует количественными параметрами тектонических структур, результатами физического и математического моделирования их развития, разрабатывает модели их организации и активизации. Тектонофизика изучает физические механизмы развития разрывов, лежащие в основе их многофакторной контролирующей функции локализации событий, процессов или структур. Общность в организации цифровых баз данных и конечных целей – исследование закономерностей геологических процессов и их прогноз – тесно связывают тектонофизические и сейсмологические разработки. В их основе лежат и более глубокие генетические причины, на некоторых из которых следует остановиться подробнее. При этом в дальнейшем изложении будет цитироваться очень ограниченное количество работ, из числа опубликованных в последние годы. В основе современных публикаций лежат достижения предыдущих исследований. Отсутствие той или иной ссылки в дальнейшем изложении материала нельзя рассматривать как недооценку выполненного, которое, как правило, в большинстве случаев, сыграло свою значимую роль и нашло отражение в списках реферируемых публикаций текущего десятилетия.

II. АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ, НАХОДЯЩИЕСЯ В ЦЕНТРЕ ВНИМАНИЯ ДВУХ НАУК

1. Экспериментальные исследования, главным образом, физическое моделирование – проводится в областях и тектонофизики, и сейсмологии. Научная ценность выполненных исследований выходит за рамки каждой из наук и используются в геодинамике, геофизике, инженерной геологии. Значимые эксперименты по развитию структур разрушения проведены К.И. Кузнецовой, Г.А. Соболевым, А.В. Пономаревым, Д.Н. Осокиной, А.В. Михайловой, С.А. Борняковым и другими. Физические эксперименты и обобщения К.И. Кузнецовой [2007] позволили выяснить общие закономерности разрушения упруговязких тел и найти результативные приложения к сейсмологии. Сегодня особенно актуальны ее работы об отражении в графиках повторяемости землетрясений динамического состояния горных масс, о сейсмичности как результате деформирования горных масс в переменном поле напряжений. Физические эксперименты Г.А. Соболева и А.В. Пономарева [Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003], по образованию иерархической блоковой структуры при деформировании высокопластичных материалов способствовали познанию соотношений между среднегеометрическими размерами иерархии блоков. Исследование сигналов акустической эмиссии при деформировании образцов и образовании трещин показало, что количественное распределение акустических импульсов по энергии полностью соответствует графикам повторяемости землетрясений. Эксперименты на больших по объему образцах горных пород подтвердили общее подобие процессов разрушения вне зависимости от исходных размеров структур. Экспериментальное подобие в разрушении образцов и излучении упругой энергии природной картине деструкции хрупкой литосферы и сопровождающему ее сейсмическому процессу свидетельствует о том, что можно шире и более смело привлекать экспериментальную тектонику для выяснения закономерностей сейсмического процесса.

Немаловажные для обсуждаемых наук результаты получены при моделировании областей динамического влияния разломов [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]. Они нашли продолжение и развитие, особенно в своей геологической части в ряде зарубежных исследований [Chambon, Schmittbuhl, Corfdir et. al., 2006; Moretti, Micarelli, Daniel et. al., 2003; Micarelli, Moretti, Daniel, 2003] (рис. 1, а, б). Многостороннее изучение областей динамического влияния разломов существенно позволило конкретизировать привязку эпицентров землетрясений к разрывам и на-

правлять комплекс тектонофизических исследований на выяснение закономерностей организации сейсмического процесса в областях динамического влияния активных разломов.

На основе мониторинга сейсмических событий в областях динамического влияния разломов разработаны алгоритмы и программы для относительной количественной оценки активизации разломов в реальном времени. Именно этот шаг необходим в настоящее время для временной увязки хорошо установленных пространственных факторов контролирования сейсмических событий разломной тектоникой. Как известно, громадные трудности увязки процессов разломообразования и сейсмичности заключаются в том, что разломообразование изучается в привязке к геологической шкале времени, оперирующей сотнями, тысячами и миллионами лет как единицами измерений, а сейсмичность исследуется с временным шагом от часов до тысячелетий. Здесь очень небольшой интервал перекрытий разных временных шкал, недостаточный для глубокого исследования временных взаимосвязей процессов. А это особенно важно знать, поскольку закономерности активизация разломов в коротких интервалах реального времени могут расширить наши возможности для построения моделей сейсмического процесса в сейсмической зоне и от них – к пониманию пространственно-временных миграций сейсмических событий в ней.

2. Поля напряжений хрупкой части литосферы – это тот вид исследований, который активно изучается сейсмологией и тектонофизикой своими независимыми методами. Полученные разными методами результаты были комплексированы в конце прошлого века М.Л. Зобак [Zoback, 1992], составившей карту напряженного состояния литосферы Земли в векторной форме, и в начале текущего столетия – С.И. Шерманом и О.В. Луниной [2001], по геолого-структурным и сейсмологическим данным составившими карту напряжений хрупкой части литосферы Земли (рис. 2). На ней впервые выделены площади преобладающих в литосфере шести типов напряжений, намечены закономерности их расположения по отношению к координатной сетке земного шара и оси его вращения.

Успешно продолжают работы по развитию и совершенствованию методов реконструкции полей напряжений. В последнее десятилетие подобные исследования направлены на решение более конкретных задач – анализ закономерностей распределения напряжений в земной коре

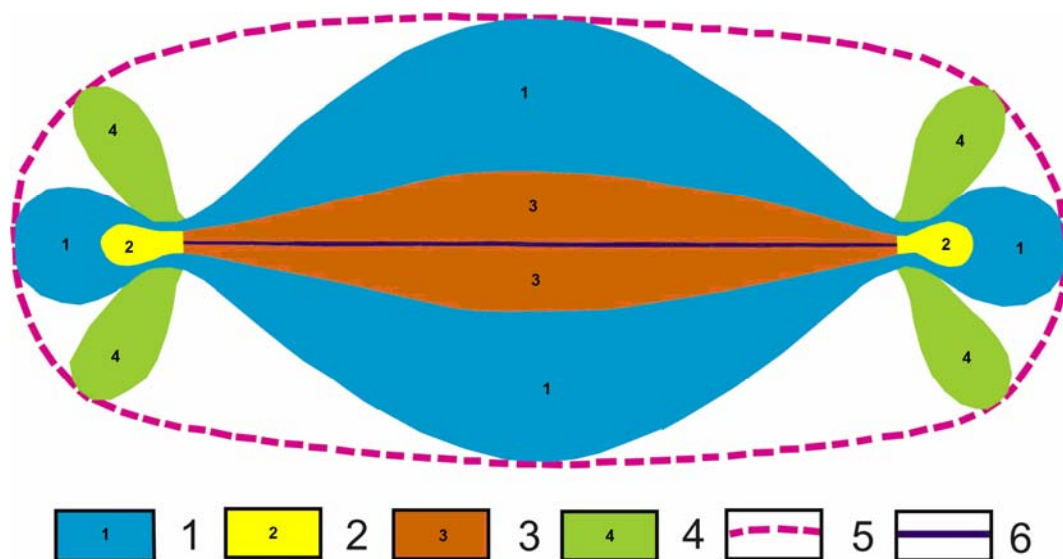
сейсмоактивных областей на основе совершенствования методов реконструкции полей напряжений и изучения напряженно-деформированного состояния и механических свойств природных массивов трещиноватых горных пород и условий локализаций в них сильных землетрясений.

Работы Ю.Л. Ребецкого и его соавторов внесли новые оригинальные результаты в этом направлении. Предложенный и разработанный Ю.Л. Ребецким [2007] метод катакластического анализа совокупностей нарушений сплошности среды в виде сколовых трещин и разрывов опирается на энергетические представления механи-

ки пластичности и положения теории предельного состояния, вытекающие из развития нарушения в трещиноватых горных массивах. Показана низкая прочность природных массивов, обусловленная не только исходной мелкой трещиноватостью, но и высокими значениями поровых давлений флюидов, которые больше всестороннего и приближаются к литостатическому.

Результаты исследований о параметрах тектонических напряжений в трещиноватой среде позволяют разделять участки разломных зон по степени их подготовленности к формированию крупных землетрясений.

А



Б

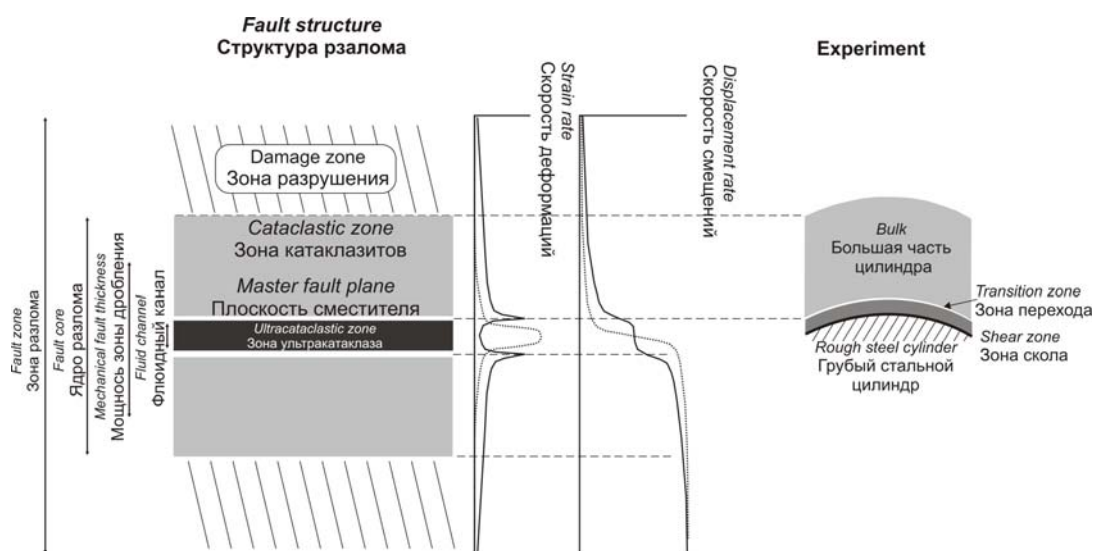


Рис. 1. Области динамического влияния разломов по экспериментальным и геологическим данным.

А – ориентировка напряжений вокруг зоны разлома: 1 – слабое увеличение напряжений; 2 – сильное увеличение напряжений; 3 – сильное уменьшение напряжений; 4 – слабое уменьшение напряжений; 5 – граница области динамического влияния разлома; 6 – ось разлома. Белое поле – напряжения практически неизменны [по М.В. Гзовскому [1975] с дополнениями [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]

Б – Принципиальная схема симметричной структуры разлома, полученная по экспериментальным и полевым наблюдениям [Scholz, 2002]

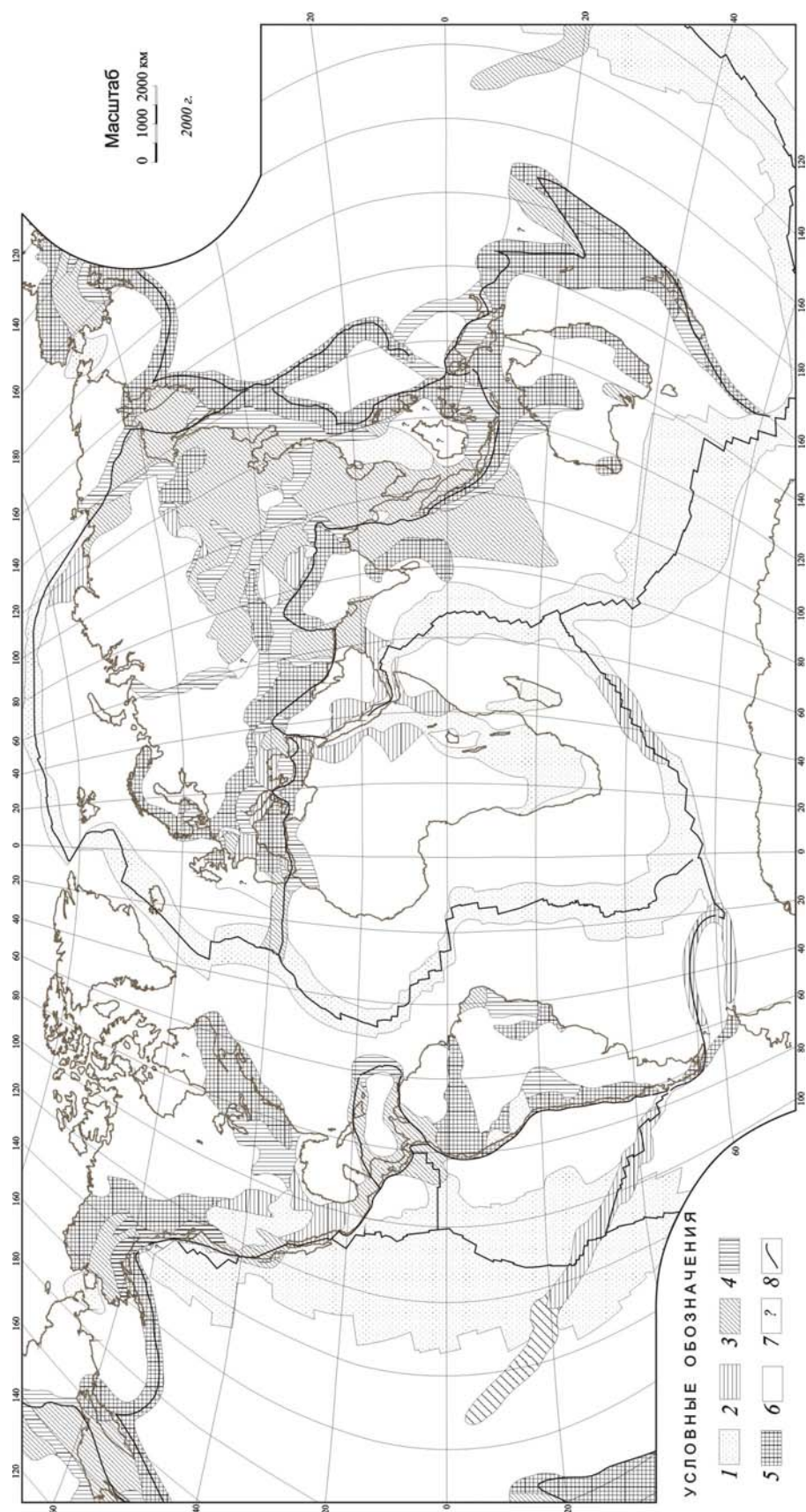


Рис. 2. Карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли [Sherman, Lunina, 2001].

Типы напряженного состояния литосферы и соотношения вертикального σ_z , максимального σ_x и минимального σ_y горизонтальных напряжений сжатия:

1 – области растяжения $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$; 2 – области растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$; 3 – области сдвига $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$; 4 – области сжатия со сдвигом $\sigma_x \gg \sigma_y = \sigma_z$; 5 – области сжатия $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$; 6 – области тектонически нейтрального напряженного состояния $\sigma_z > \sigma_x = \sigma_y$; 7 – области с неустановленным типом напряженного состояния. Главные структурные границы: 8 – границы основных литосферных плит

Изменение напряжений, сейсмическая активизация разломов, вызванная периодическим воздействием флюидов или подвижками по ним также показана в ряде недавно опубликованных работ [Киссин, 2007; Bezerra, et. al., 2007; Matsumura, 2006; Toda, Matsumura, 2006].

3. Разломообразование и сейсмичность – генетически взаимосвязанные процессы, отражающие закономерности деструкции литосферы. Первый описывается уравнением

$$gN = A - (1/b) \lg L \quad (1),$$

второй

$$\lg N' = a - \gamma \lg E \quad (2),$$

при этом $L \approx E$, где: N – количество разрывов на площади; N' – количество землетрясений; L – длина разрывов; E – энергия землетрясений; A , a , b , γ – коэффициенты пропорциональности [Шерман, 2002]. Идентичность уравнений и графиков, у которых системы координат отражают генетически близкие величины, свидетельствуют об общности и физическом единстве процессов (рис. 3). Сейсмический процесс хорошо согласуется с блоковой делимостью земной коры (Са-

довский, 1986), которую можно рассматривать как предел ее деструкции. Процессы разломообразования и сейсмичности фрактальны, и это их обоюдное качество отражает общие свойства многих геодинамических процессов – их автомодельность. На базе фрактальных методов установлено соотношение между числом землетрясений, связанных с разломом, и длиной разрывного нарушения [Лукк, Дещеревский, Сидорин и др., 1996; Turcotte, 1997; Захаров, Савчук, 2008]. Они описываются уравнением

$$N = fL^{-D} \quad (3),$$

где N – число землетрясений; L – длина разрыва; D – фрактальная размерность.

Кратко изложенные данные свидетельствуют о единой физической сути корпоративного процесса деструкции литосферы, определяющего формирование ее разломно-блоковой структуры и сейсмичности. Достаточно подробно эти вопросы рассмотрены в статьях книги «Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского)» [2002], подготовленной в ИФЗ РАН под редакцией В.Н. Страхова и Ю.Г. Леонова. Однако сейсмичность связана только с активными разломами.

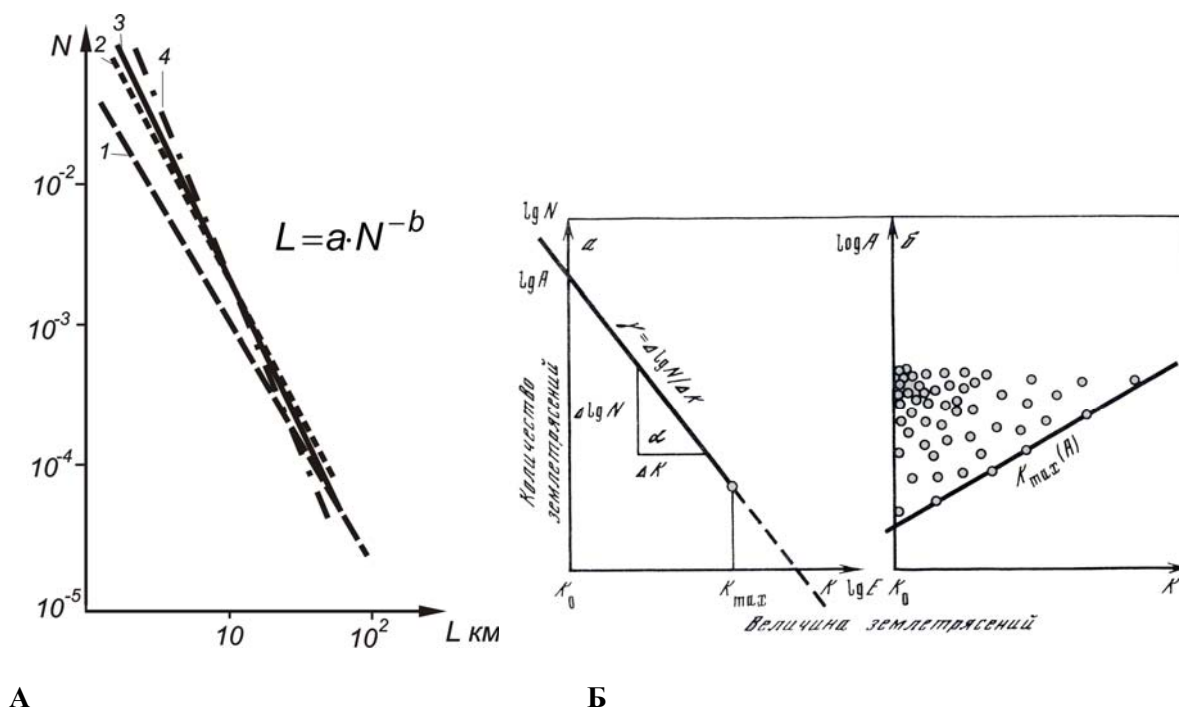


Рис. 3. Соотношения между длиной разрывов и их количеством (А) [Шерман, 1977] и законы повторяемости землетрясений $N(K)$ и максимальных землетрясений K_{max} (Б) [Ризниченко, 1985].

А – соотношения между длиной разломов и их количеством на 1 кв. км для различных районов: 1 – Западно-Сибирская плита, 2 – Алтае-Саянская складчатая область, 3 – Байкальская рифтовая область, 4 – приэкваториальная область Луны. Б: a – K – величина землетрясений: $E = 10^K$ – сейсмическая энергия; A – сейсмическая активность – число землетрясений в год на 1000 км.кв.; b – K_{max} (А) – предельный контур сейсмичности

4. Активные разломы и сейсмичность. Кинематическая нестабильность крыльев разломов – их активность – определяется целым рядом частных причин, фиксируется геолого-структурными, геоморфологическими, палеосейсмогеологическими, геофизическими, геодезическими и другими методами. Понятия пассивные и активные разломы отражают их кинематическую подвижность и контролирующую функцию по отношению к геолого-геофизическим процессам для определенного периода времени.

Термин «активные разломы» унаследован от суждений о «живых разломах» и энергично начал внедряться в научную литературу в конце 70-х годов ушедшего века.

Значительный вклад в исследование группы активных разломов внесли В.Г. Трифонов, А.А. Никонов, С.А. Несмеянов, А.И. Кожурин, В.И. Макаров, В.К. Кучай, К.Г. Леви, В.А. Саньков, Н.В. Лукина и мн. др. Глубокий анализ понятий проведен зарубежными исследователями P. Tapponnier, P. Molnar, S.B. Pavlides, C.R. Allen, N.W. Wellman, D.L. Wells, R.S. Yeats, A.B. Slemmons и многими другими, а также в книгах «Active tectonics» (1986), запискам к картам «Map of major active faults of China» [1992], специальном выпуске J. Struct. Geol., 1991, посвященном Characteristics of active faults [1991] и многих других источниках.

В большинстве случаев под активными разломами понимаются те их разновидности, по которым происходили движения, и/или они (разломы) контролировали процессы в течение кайнозоя или относительно более короткого интервала времени.

Некоторые разночтения в применении термина «активные разломы» определяются признаками, которые лежат в основе понятия. В большинстве случаев под активными разломами понимаются те разновидности разрывов, вдоль которых имели место движения в течение четвертичного времени (последние 2 млн. лет). В.Г. Трифонов [Trifonov, 1995] уменьшает продолжительность возраста до голоцена, подчеркивая, что сюда включается и историческое время.

Обосновано и справедливо ограничивают фактор продолжительности активного развития разломов С.А. Несмеянов [2004], по мнению которого активными должны считаться современные разрывы, смещения по которым проис-

ходят в настоящее время и зафиксированы инструментально геофизическими или геодезическими методами. О последних необходимо сказать особо.

С начала 90-х годов прошлого века Ю.А. Кузьмин, В.А. Сидоров, В.С. Жуков в ряде публикаций сопоставили данные, полученные идентичными системами геодезических измерений (плотность пунктов наблюдений, точность и частота опросов), расположенными в сейсмоактивных и асейсмичных районах [Кузьмин, Жуков, 2004].

Выявлены приуроченные к зонам разломов различных типов и порядков вертикальные и горизонтальные интенсивные локальные аномалии. Они высокоамплитудны (50-70 мм/год), короткопериодичны (0.1-1 год), пространственно локализованы (0.1-1 км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Относительные изменения среднегодовых скоростей для них чрезвычайно высоки и составляют величины порядка $(2 \div 7) \cdot 10^{-5}$ /год. Подобные интенсивные движения в зонах разломов Ю.О. Кузьмин [2004] назвал *суперинтенсивными деформациями* земной поверхности в зонах разломов. Им же предложена классификация основных типов аномального изменения современных движений земной поверхности в пределах зон, или областей активного динамического влияния разломов (рис. 4). Совершенно однозначно на повестку дня ставится вопрос о детальной классификации степени относительной активизации разломов в коротких интервалах реального времени – дни, месяцы, первые годы. С этой целью предлагается использовать землетрясения, эпицентры которых располагаются в областях динамического влияния конкретных разломов. Таким образом, в определенной мере решается обратная задача: по очагам землетрясений фиксируется активизация разломов. Принятый подход позволяет зафиксировать пространственно-временную активизацию разломов на местности в короткие интервалы времени, по новому организуя и «сокращая» тысячные базы данных по разломной тектонике и сейсмичности. Мы получаем возможности изучить организацию сейсмического процесса в пределах конкретных контролирующих структур с целью выявления отдельных закономерностей, которые в конечном итоге формируют сейсмическую зону.

III. ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ И НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ

1. Сейсмический мониторинг и оценка относительной степени активности разломов в реальном времени: методика, тестирование, выводы.

Для оценки интенсивности активизации разломов в реальном времени (месяцы, годы) предложено использовать их количественный индекс

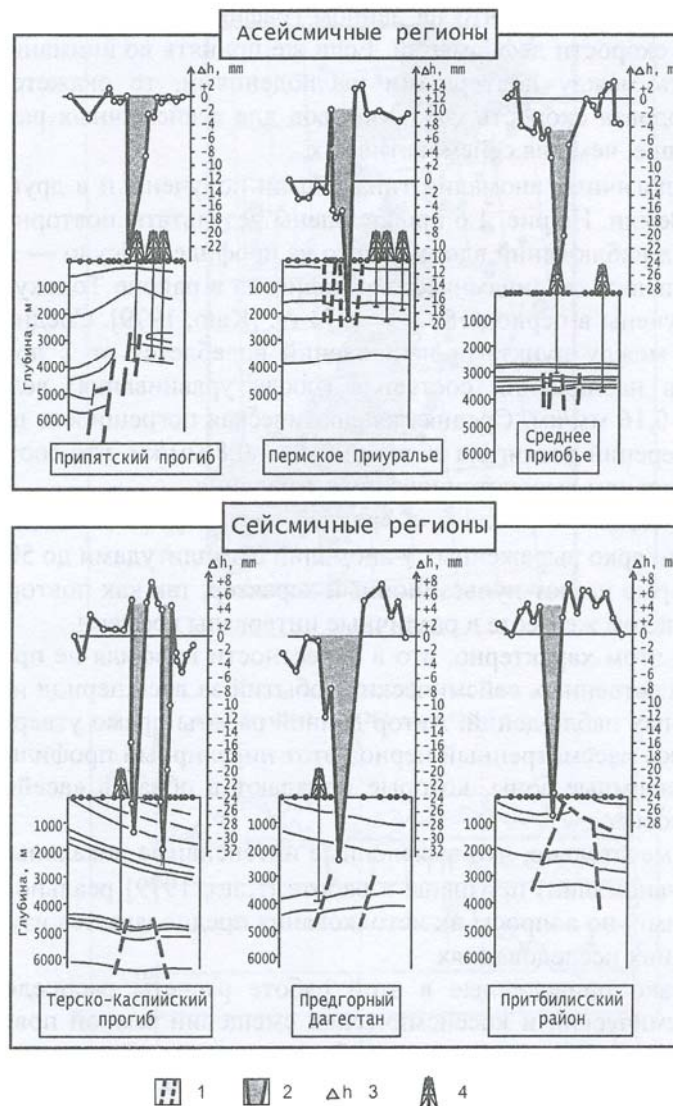


Рис. 4. Примеры локальных аномалий движений земной поверхности в зонах разломов в различных регионах [Кузьмин, 2004].

1 – зоны разрывных нарушений; 2 – зоны аномальных вертикальных движений; 3 – амплитуды современных вертикальных движений земной поверхности; 4 – пробуренные скважины

сейсмической активности (КИСА) ξ_n (км^{-1}), под которым понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов K , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы) [Шерман, Сорокин, Савитский, 2005]:

$$\xi_n = \sum n(M, K, t)/L, \quad (4)$$

Ширина области динамического влияния разлома M определяется по уравнению

$$M = bL, \quad (5)$$

где L – длина разломов, км ; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.03 до 0.09

соответственно для трансрегиональных и локальных разломов [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]. В реальном масштабе времени именно КИСА характеризует нестабильность крыльев разломов и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. Количественный индекс сейсмичности ξ характеризует сравнительную активность конкретных разломов в сейсмической зоне и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. В цифровом значении индекс однозначно позволяет отделить активные разломы от неактивных в масштабах реального времени. Это означает, что, используя данные по изменению количественного индекса сейсмической активности тех или иных разломов за раз-

ные годы, можно проследить вариации относительной активности разломов и, при достаточно большом интервале времени инструментальных наблюдений, выявить некоторые пространственно-временные закономерности. Рассмотрение вариаций КИСА на примерах разломной тектоники хорошо изученной Байкальской рифтовой

системы свидетельствует об отсутствии ясно выраженной пространственной закономерности в активизации территориально сближенных ансамблей разломов в чрезвычайно короткие интервалы реального времени [Шерман, Сорокин, Савитский, 2005] (рис. 5, а, б). Создается кажущееся впечатление, что активизация разломов в

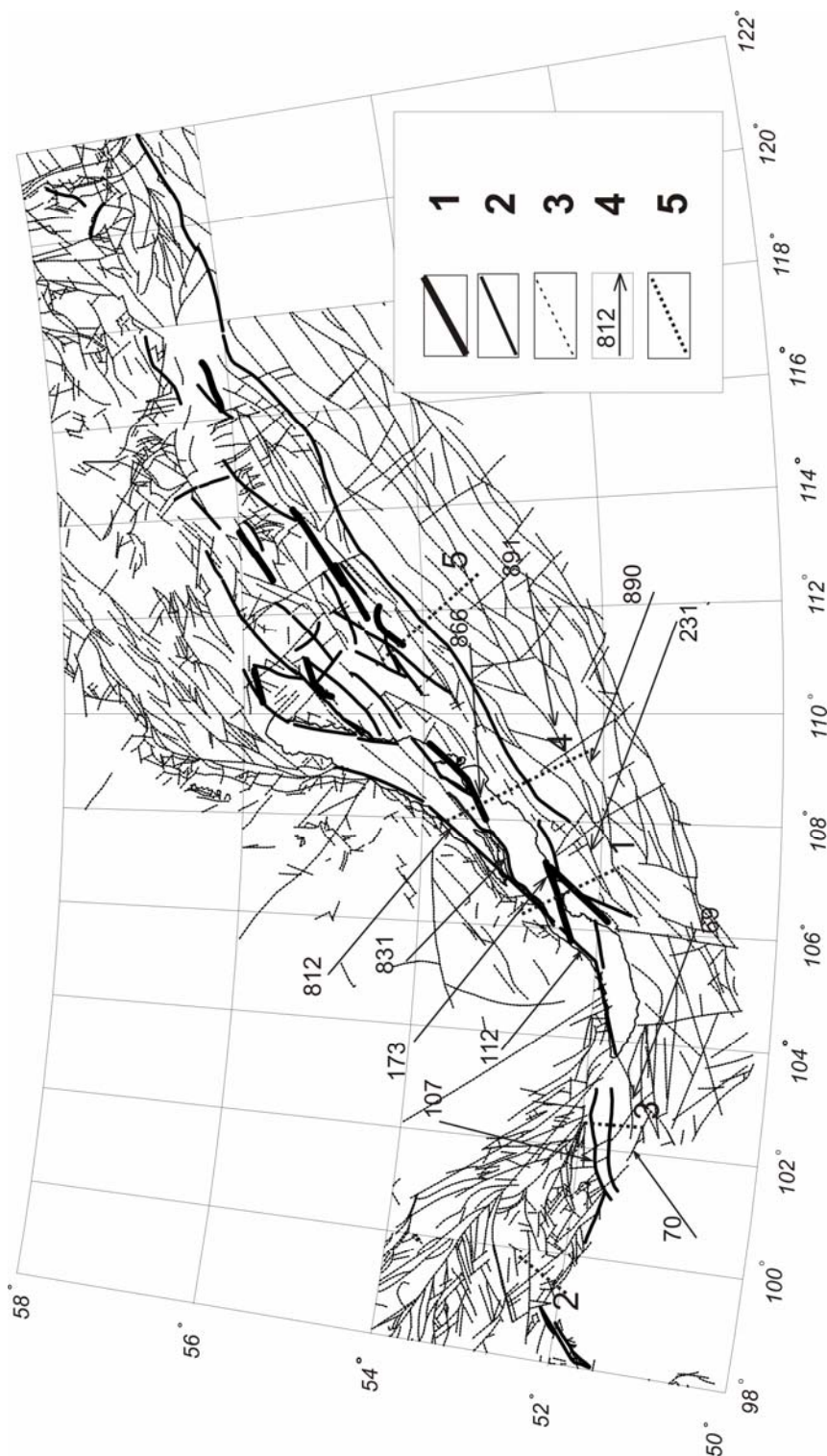


Рис. 5а. Карта активных разломов Байкальской рифтовой системы по количественному индексу сейсмической активности на базе сейсмических данных за 1960-2000 гг.

1 – разломы весьма активные ($\xi_n > 1.0$); 2 – разломы активные ($\xi_n = 0.1 \div 0.99$); 3 – разломы неактивные ($\xi_n < 0.09$); 4 – номера разломов по каталогу; 5 – положение сечений на карте и их номера

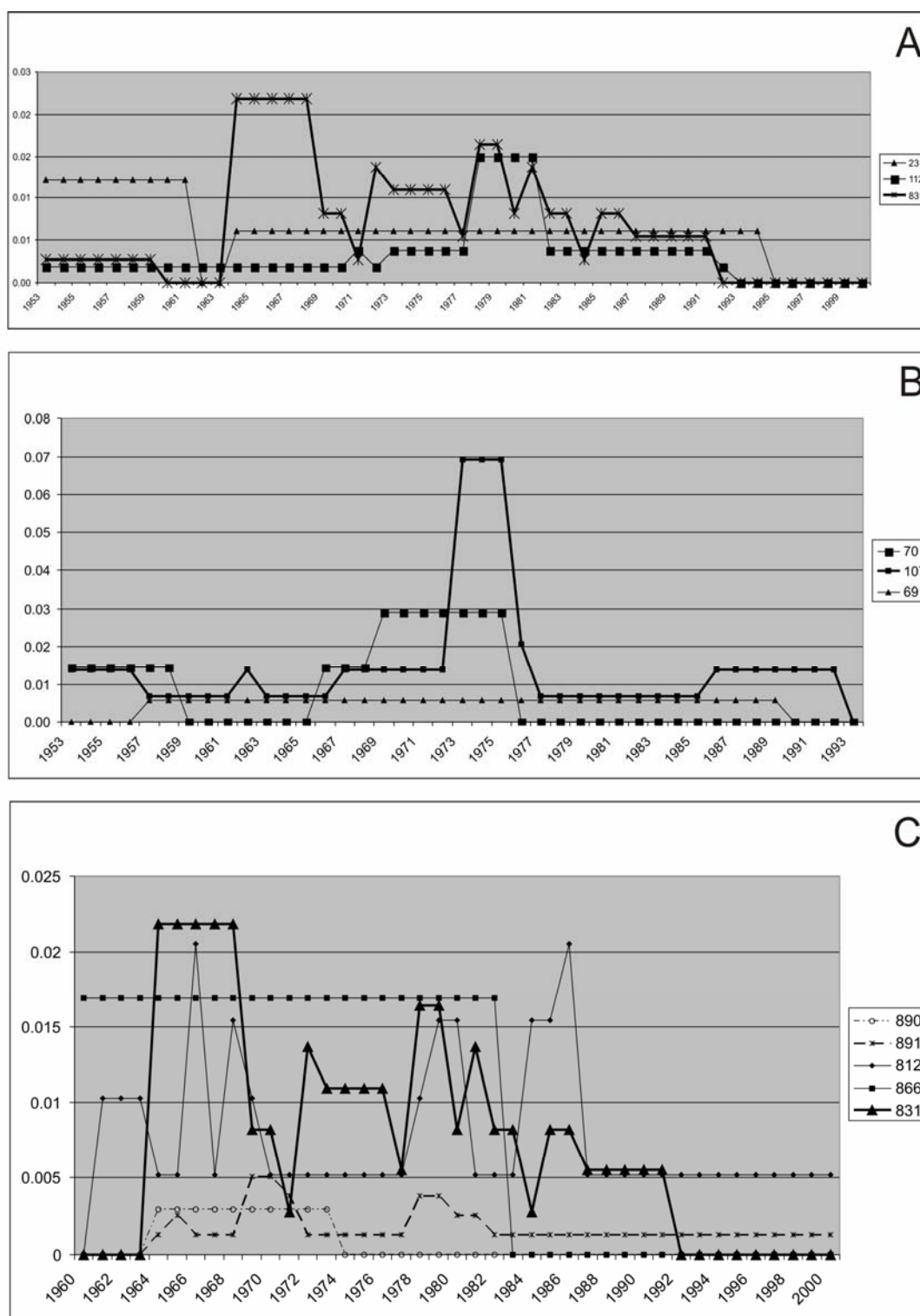


Рис. 56. Графики изменения количественного индекса сейсмичности разломов БРС по сечениям

границах сейсмоактивных зон происходит хаотично. Эндогенные источники развития разломов и генетически связанной с ними сейсмичности в задаваемые, с геологической точки зрения мгновенные, интервалы времени остаются пространственно и энергетически стабильными. Следовательно, пространственно-временные закономерности в возбуждении активизации разломов следует искать в энергетически слабых, но достаточных для нарушения метастабильного

состояния разломно-блоковой среды литосферы, триггерных механизмах. Рассмотрим организацию сейсмического процесса в границах областей динамического влияния разломов.

2. Сейсмический процесс в границах областей динамического влияния сейсмоактивных разломов: векторная направленность и ее параметры.

Для исследования интегрированной пространственной выраженности активизации разноранговых разломов и поисков ее триггерных меха-

низмов изучена тенденция временной направленности возникновения эпицентров землетрясений в зонах динамического влияния сейсмоактивных разломов. Опубликованные в последние годы работы по изучению последовательности вспарывания разрывов и смещений по ним при землетрясениях выявили их определенную тенденцию в одном из направлений. Рассмотрим некоторые детали локализации смещений в разрывах во времени при постоянном и импульсивном нагружении [Саньков, Семинский, 1988; Семинский, 2003; McGill, Rubin, 1999; Kasahara, 1979; Lorenzo-Martín, Roth, Rongjiang Wang, 2006; Шерман, Горбунова, 2007; Kim, Choi, 2007].

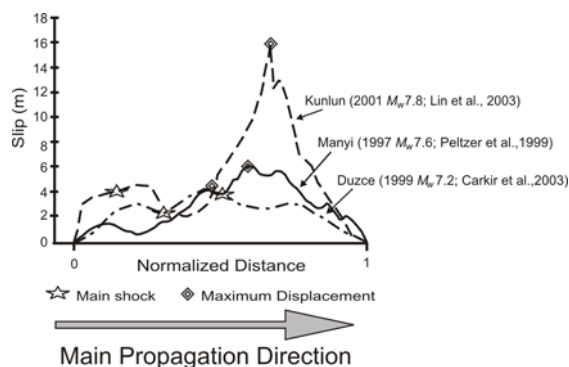


Рис. 6. Расположение главных очагов землетрясений и максимальных амплитуд горизонтальных смещений по простиранию активных разломов (Kim, Choi, 2007)

По разным группам наблюдений развитие и активизация сейсмоактивных разломов происходят преимущественно в одном из двух от эпицентра (очага) землетрясения направлений. Богатый фактический материал дали проведенные в последние годы обобщения по расположению максимальных амплитуд смещений по простиранию разрывов и эпицентров землетрясений. Kim Y.-S. и Choi J.-H. [2007] показали, что положение максимальных смещений в сейсмоактивных разломах по отношению к эпицентрам основных толчков не совпадает с локализацией последних, а располагается в некотором удалении по простиранию активного разрыва (рис. 6). Известно, что эпицентры последующих относительно сильных землетрясений в конкретно исследуемых разрывах происходят в местах максимальных смещений, связанных с предшествующими событиями. При этом и сила нового события в определенной мере пропорциональна и длине разрыва, и амплитуде смещения [Anderson, Wesnousky, Stirling, 1996;]. Отсюда, что наиболее вероятно, следующий сейсмический акт локализуется скорее всего в точке разлома с максимальным смещением, за ним во времени следующий и т.д. (рис. 7). Будет намечаться тенденция в направлении расположения последующих очагов землетрясений и, следовательно, будут определяться и преимущественные направления прорастания разрывов при их активизации.

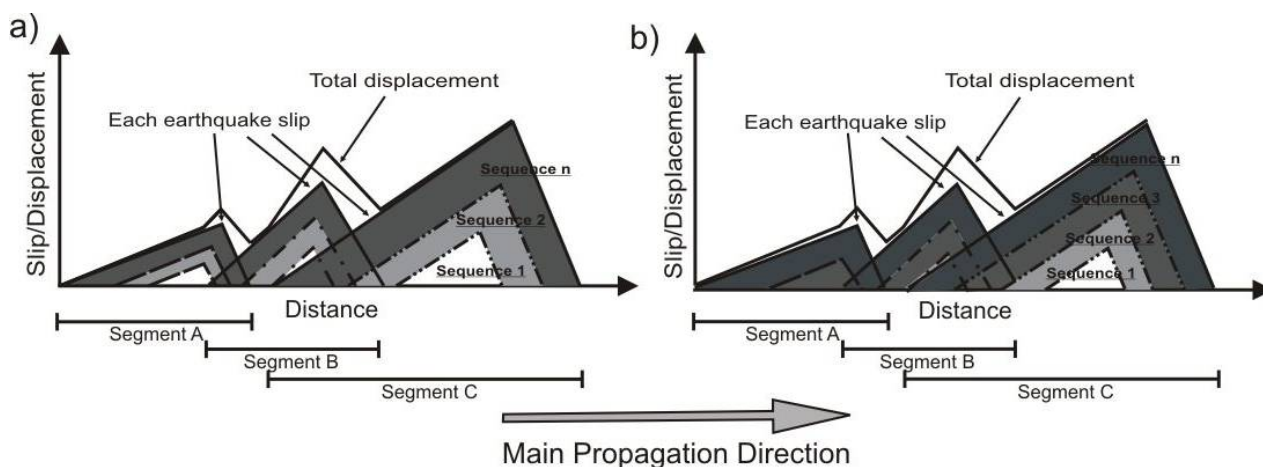


Рис. 7. Две модели разрастания активных разломов и накопление амплитуд смещений во времени [Kim, Choi, 2007] Слева – одновозрастные сегменты разлома и их синхронная активизация; справа – разновозрастные сегменты разлома и их синхронная активизация. Стрелкой показано направление разрастания разлома

В основе рассматриваемых далее авторских построений лежит представление о том, что землетрясение любого класса фиксирует нарушение равновесия в зоне разлома, сопровождающееся увеличением интенсивности трещиноватости и, при сильных событиях, смещением крыльев. Частота сейсмических событий в зоне разлома отражает интенсивность его активизаций, а тенденция в пространственной направленности оча-

гов вдоль оси разлома во времени воспроизводит скорость и вектор движений триггерного источника активизаций. При этом в зоне разлома происходит реализация второго [Гольдин, 2002] механизма развития крупной трещины: её продолжающееся формирование идет по предварительно уже существующей перколяционной сети более мелких трещин и скорость дискретного развития (активизации) трещины по простира-

нию может быть исключительно низкой, исчисляемой годами, столетиями или более продолжительным временем.

Для выяснения тенденций векторной направленности возбуждений по наиболее активным разломам были построены индивидуальные графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат – время этих событий [Шерман, Горбунова, 2007; Sherman, Gorbunova, 2008] (рис. 8). По физическому смыслу каждый график отражает два новых дополнительных параметра разломов: наклон его линии воспроизводит вектор пространственно-временного движения очагов землетрясений вдоль разрыва (с левого фланга разлома на правый или наоборот), а тангенс угла ее наклона к оси ординат – средние скорости пространственного распространения волны возмущения, стимулирующей возникновение очагов землетрясений.

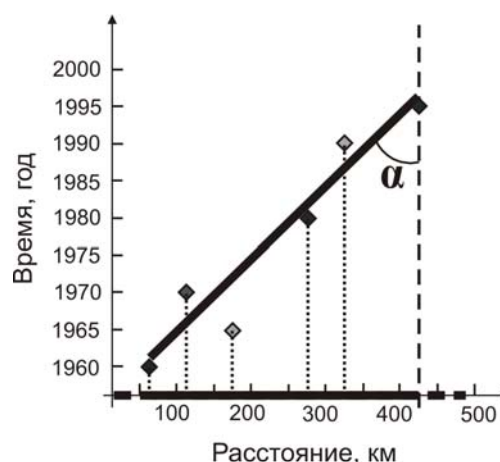


Рис. 8. Методика построения графика для определения вектора разрастания разлома по простирацию при активизации и оценки средней скорости движения волны возбуждения

IV. ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

По предложенной методике, используя каталог землетрясений Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН за 1960-2000 гг., рассмотрена специфика пространственно-временного распространения очагов землетрясений по простирацию активных разломов Центральной Азии (рис. 9).

Выделено более ста разноранговых разломов с зафиксированными в областях своего динамиче-

ского влияния очагами землетрясений 12-16 классов. Построены индивидуальные графики «время события – пространство» и проанализированы временные тренды сейсмических событий по отдельным активным разломам. Эпицентры землетрясений конкретных разломов на графиках образуют системы параллельных прямых, как если бы вдоль соответствующих разломов распространялись с постоянной средней ско-

Таблица. Параметры современной активизации разломов Центральной Азии

Группа/общее кол-во разломов/разломы, участвующие в анализе	Средняя длина разломов, км	Тангенс угла наклона временного тренда активизации, градусы	Средняя скорость активизации разломов, км/год	Частота, год ⁻¹	Характерное время активизации, годы	Длина деформационных волн, км
1	2	3	4	5	6	7
1/26/19	438±152	89.4±0.24	94±57	0.05	20.4±1.7	2000
2/23/22	321±87	87.44±0.3	22±3	0.05	22.2±2.3	450
3/23/17	299±94	85.39±0.4	12±1.25	0.05	22.4±2.6	250
4/15/14	206±62	81.28±0.9	7±0.7	0.05	21.1±2.1	130
5/5/2	199±269	78.76±1.8	5±1.8	-	-	-
6/8/5	204±44	74.43±2	4±2	-	-	-
7/5/3	131±84	66.32±5	2±4.9	-	-	-

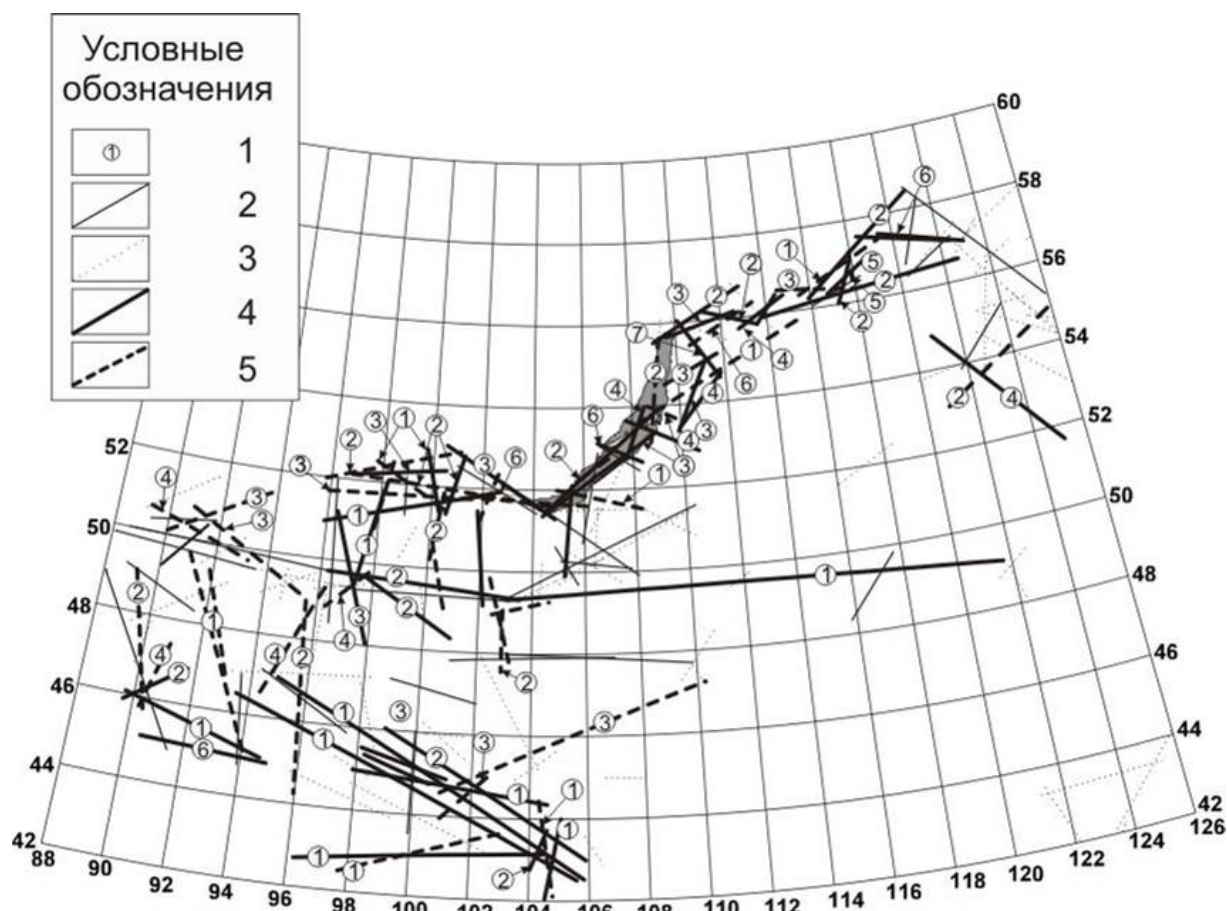


Рис. 9. Активные разломы Центральной Азии и их группировка по параметрам современной активизации.

1 – номера групп разломов в соответствии с таблицей в тексте; 2 – разломы с неопределенными параметрами активизации; 3 – неактивные разломы; 4, 5 – разломы с преобладающими векторами движения волн возмущения: 4 – с востока на запад; 5 – с запада на восток

ростью серии деформационных волновых возмущений, инициирующих сейсмические события – активизации разломов. Всего таких систем параллельных прямых с равными, но в разных направлениях углами наклона выделено 7 групп, каждая из которых соответствуют одинаковым средним скоростям деформационных возмущений. Внутри группы разрывы подразделяются на две подгруппы, соответствующие разным (противоположным) векторам возмущений (рис. 10). Группировка разломов по критерию одинаковых скоростей деформационных волн возмущений свидетельствует об идентичных параметрах их активизации (таблица).

Дополнительно, используя известные соотношения

$$\lambda = Vt \quad (6)$$

по характерному времени возникновения событий t и их средней скорости V в каждой из групп оценена вероятная длина деформационных волн возмущения λ .

Для дальнейших построений, принимая во внимание недостаточную обеспеченность некоторых разломов минимальным количеством исходных данных по сейсмичности, из последую-

щего анализа исключены последние три группы.

По вычисленным скоростным характеристикам и векторам движений деформационных волн возмущения первых четырех групп проведена новая классификация разрывов, проанализировано их пространственное положение в обсуждаемом регионе и взаимоотношения некоторых параметров (рис. 11).

В первой из групп превалирует вектор активизации с запада на восток в восточной части площади и с востока на запад – в западной; в четвертой – все наоборот. Особо выделяются южные части территории, находящиеся в других геодинамических обстановках. По описываемым признакам превалирования векторов вторую и третью группы можно рассматривать как переходные между первой и четвертой. Совершенно бесспорно для всех четырех групп намечается граница изменений векторов активизаций: она субмеридиональна и проходит примерно по 105° в.д., отделяя центральную часть Байкальской рифтовой системы и ее северо-восточный фланг от юго-западного фланга.

Закономерные согласованности в пространственной направленности активизации разломов в различных иерархических группах свидетельст-

вуют о том, что генераторами описываемого процесса могут быть медленные деформационные волны разных длин, чувствительность к которым различна у выделенных, характеризующихся разной длиной, групп разломов.

Источниками подобных волн, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амурской (Забайкальской) плитами, а также более локальные смещения между блоками других рангов на флангах и в центральной части Байкальской рифтовой системы – наиболее геодинамически активной территории рассматриваемого региона. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [Николаевский, Рамазанов, 1986; Невский, 1999; и др.]. Раннее, к близким выводам о

волновом процессе в форме единичных волн-солитонов, пространственно определяющим возникновение очагов землетрясений, но с иным критерием структурного контроля, пришел В.И. Уломов [1993]. К настоящему времени факт существования деформационных волн в зонах разломов не вызывает сомнений [Быков, 2005]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, свойственных земной коре и литосфере в целом [Гольдин, 2004].

В связи с изложенным с позиций тектонофизики небезынтересно обсудить состояние разработки сейсмологических моделей возникновения очагов землетрясений и моделей сейсмического процесса в целом. Именно с общих проблем тектонофизики и сейсмичности начинались наиболее существенные и знаковые работы М.В. Гзовского.

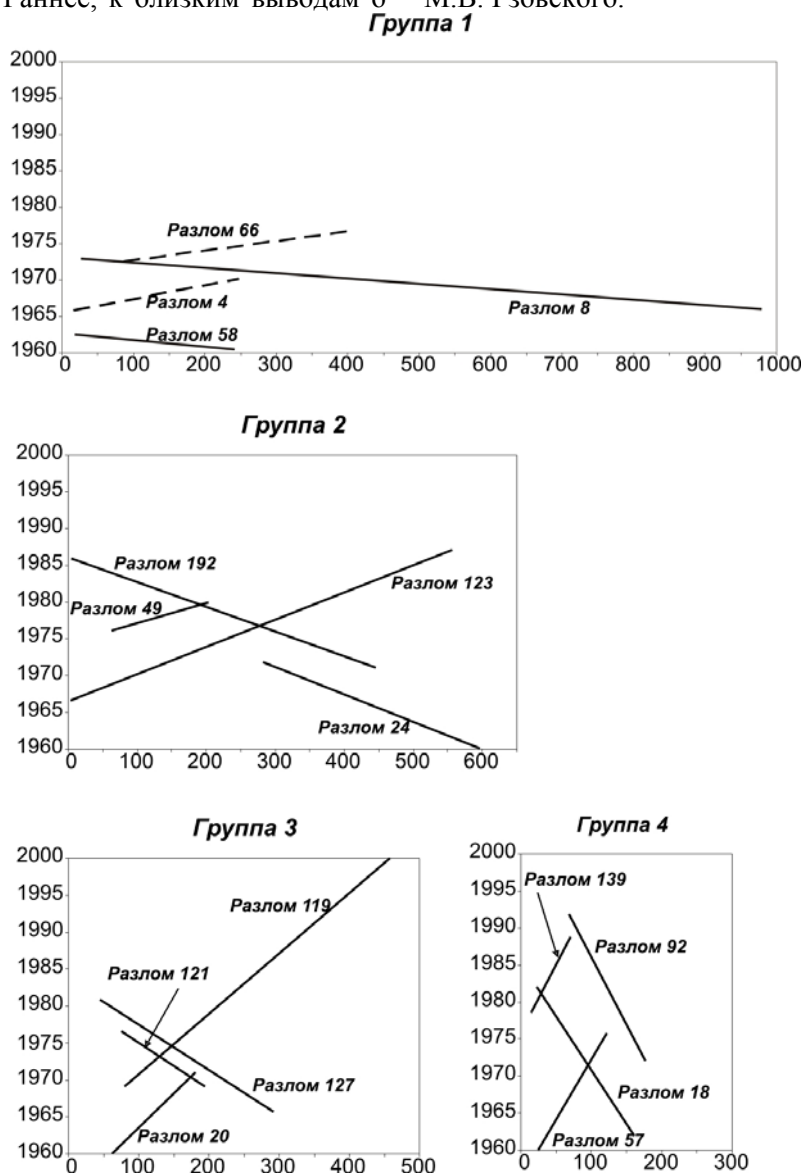


Рис. 10. Примеры графиков временных трендов сейсмических событий в четырех группах разломов с разными скоростными характеристиками активизации. Оси ординат – годы сейсмических событий; оси абсцисс – длины разломов, км

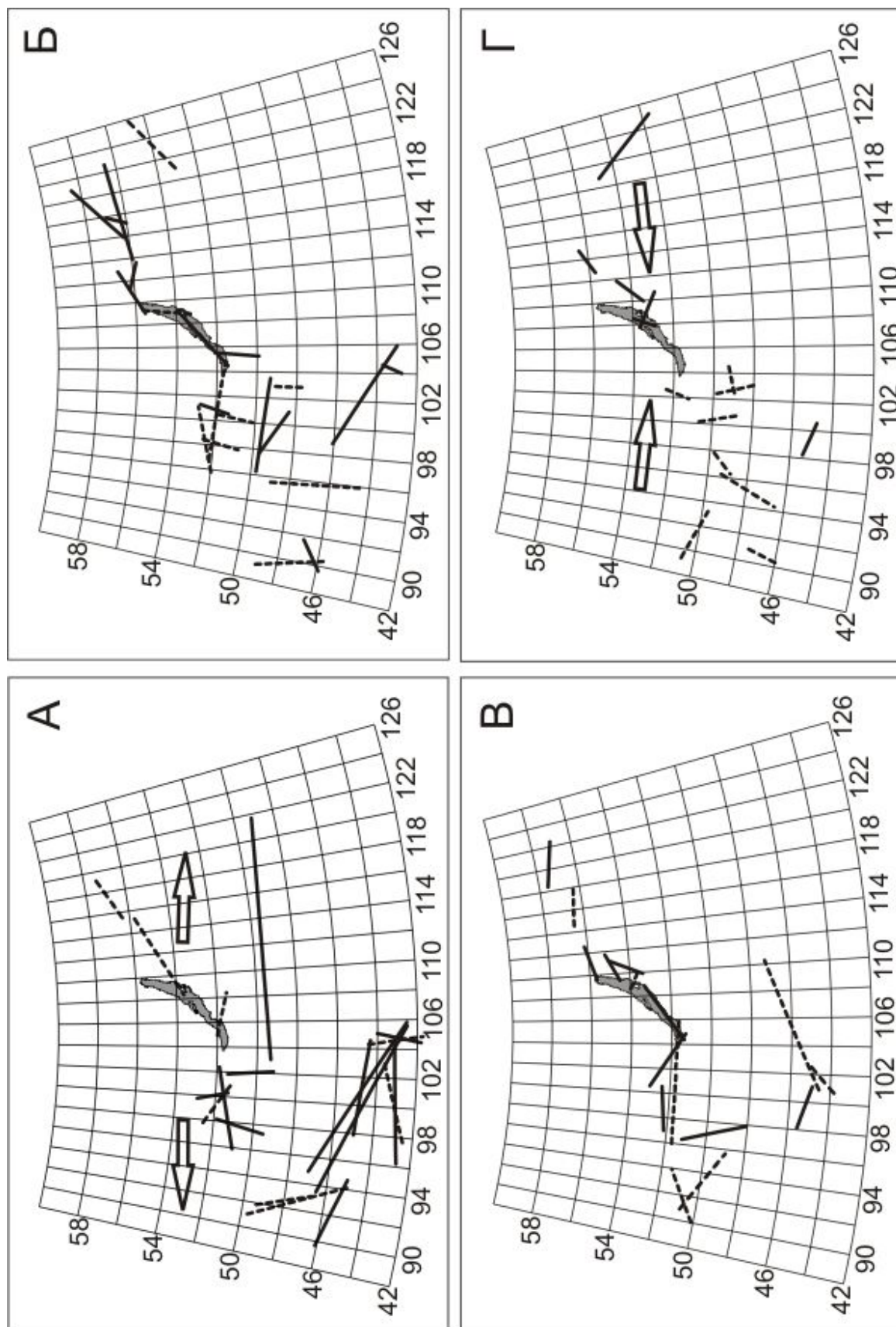


Рис. 11. Расположение активных разломов Центральной Азии с различными скоростями и векторами деформационных волн возбуждения. *А* – разломы 1-ой группы; *Б* – разломы 2-ой группы; *В* – разломы 3-й группы; *Г* – разломы 4-ой группы. Пунктирная линия – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; сплошная линия – вектор активизации разломов направлен с востока на запад. Стрелки – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов

V. О МОДЕЛЯХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МОДЕЛЯХ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОНАХ

В настоящее время активно обсуждается около 30 моделей подготовки очагов землетрясений. В последние годы относительно детальный разбор многих из них дали И.П. Добровольский [1991], А.Д. Завьялов [2006]. Свои представления о моделях в последние годы опубликовали R. Console, M. Murru, F. Catalli [2006], R. Ganas, E. Sokos, A. Agalosa et.al., [2006], Y. Ogata, J. Zhuang [2006]. Оригинальный взгляд на модели землетрясений как результат самоорганизации среды опубликовал В. Герман [German, 2006]. Г.А. Соболев и А.В. Пономарев [2003] провели значительное количество во многом уникальных лабораторных экспериментов по моделированию процесса подготовки и развитию очага макроразрушения. Показана последовательность трещинообразования, предвещающая формирование макроразрыва: рассеянное по объему накопление трещин, слияние и укрупнение трещин по мере накопления ими критической концентрации в единице объема, стягивание трещин к области будущего макроразрыва. По существу авторами проведена детальная разработка известной модели ЛНТ [Мячкин, 1978], большинство прогностических признаков которой нашло экспериментальное подтверждение.

Серьезный вклад в разработку алгоритма среднесрочного прогноза сильных землетрясений для составления карты ожидаемых землетрясений (КОЗ) по комплексу физически обоснованных прогностических признаков с характеристикой прогноза в терминах теории вероятностей внес А.Д. Завьялов [2006].

Результаты анализа параметров тектонических напряжений позволили Ю.Л. Ребецкому [2007] сформулировать новую модель процесса подготовки очага землетрясения. На макроскопическом уровне процесс обусловлен дилатансией, диспергацией и дегидратацией горных пород. Эти факторы предопределяют различную направленность деформационного процесса, следствием чего является мозаичная структура области сейсмогенирующего разлома. Подобная мозаичность отражается в поле напряжений на мегауровне. Неоднородность поля напряжений – источник землетрясений.

Этот же ряд работ включает многолетние исследования И.Г. Киссина [2007] о «чувствительных зонах» земной коры, в которых формируются предвестники, происходят землетрясения и фиксируются постсейсмические различные эффекты. В тектоническом плане эти зоны приурочены к контактам крупных тектонических блоков земной коры, движения которых и деформа-

ции контактов вызывают высокоамплитудные предвестники землетрясений. В структурном плане «чувствительные зоны» земной коры представляют собой определенную группу межблоковых наиболее активных разломов в рассматриваемый интервал времени.

Известные модели подготовки землетрясений основываются на анализе достаточно надежных результатов записей сейсмических параметров и лабораторных экспериментов. Практически во всех моделях, за исключением тех, где рассматривается процесс самоорганизации сейсмических событий, доминируют представления о различных вариантах разрушения среды, формировании трещин и подвижками по ним. Как правило, ведущими являются механические процессы – процессы трещинообразования. Землетрясение и его очаг непосредственно связаны с нарушением динамического равновесия в области динамического влияния разлома, его активизацией.

В сейсмоактивных областях литосферы наиболее сейсмоактивные разломы чаще всего группируются в относительно узкие линейно ориентированные зоны, характеризующиеся интенсивной сейсмичностью и приуроченностью к ним наиболее сильных землетрясений. Подобные зоны или пояса, отражающие процессы современного разломообразования и/или активизации разломов более древнего заложения на современном этапе развития литосферы, сопровождаемые синхронной сейсмичностью, названы зонами современной деструкции литосферы [Шерман, Демьянович, Лысак, 2002; Sherman, Dem'yanovich, Lysak, 2004] (рис. 12, а, б). Исследования Г.Г. Кочаряна и А.А. Спивака [2006], позволяющие находить слабые разломные звенья в общей блоковой структуре литосферы, дают дополнительное физическое обоснование при прочих равных условиях активизации более протяженных разрывов (рис. 13). Зоны современной деструкции литосферы формируются благодаря селективной активизации разломов в очень короткие интервалы реального времени (недели, месяцы, годы). Именно эти зоны или их составные крупные разломы являются структурными факторами локализации современных землетрясений. Локализация землетрясений связана с селективной активизацией разломов или более масштабных зон современной деструкции литосферы.

Изложенные представления и их использование для понимания квазипериодичности современной активизации разломов в зоне современной деструкции литосферы в сочетании с

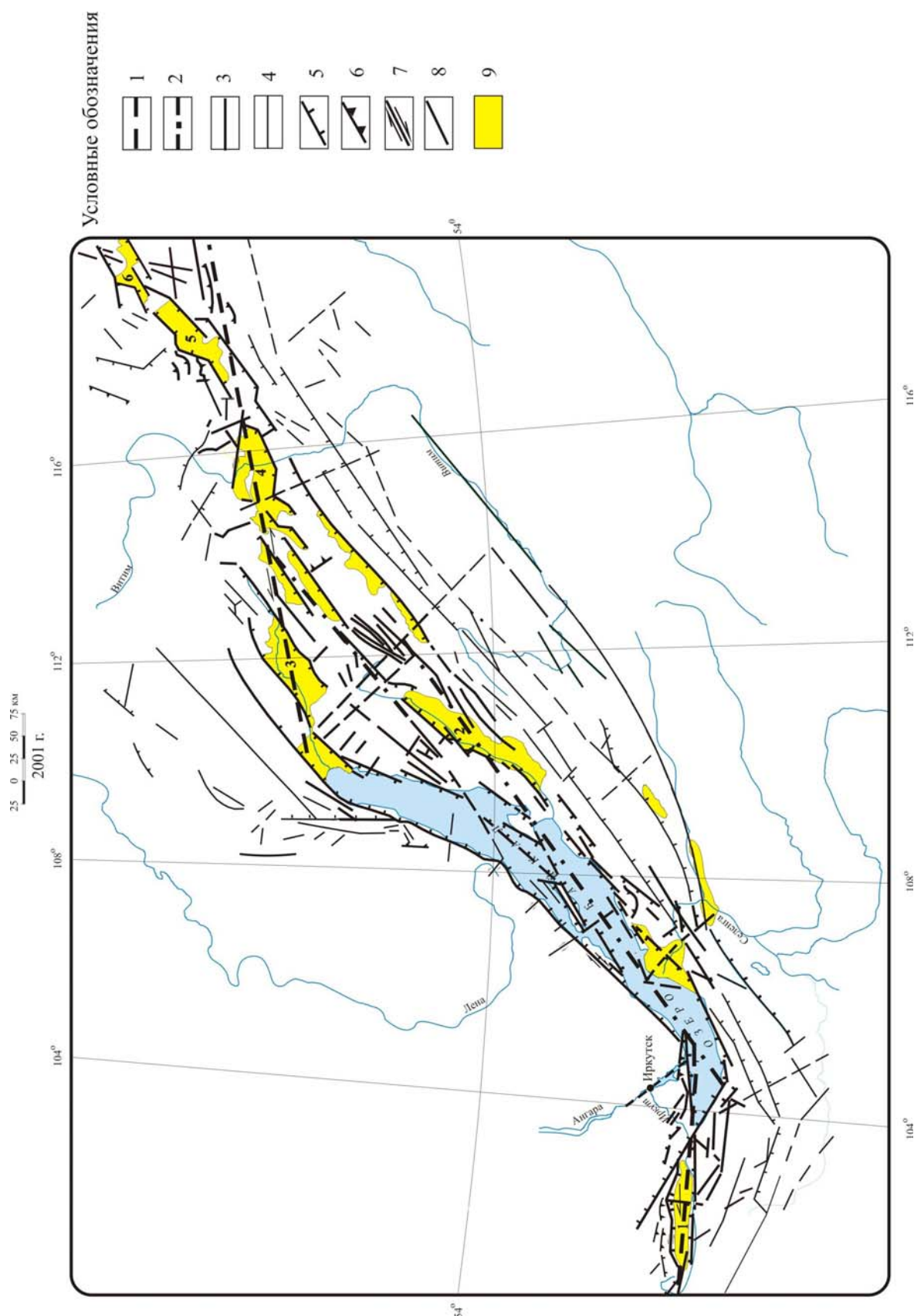


Рис. 12А. Карта основных разломов Байкальской рифтовой системы (А)

1 – осевая линия зоны современной деструкции литосферы, включающая трансформные разломы на флангах; 2 – осевая линия зоны современной деструкции литосферы в центральной части БРС; 3 – генеральные и региональные сейсмоактивные разломы; 4 – тектонически активные разломы; 5 – сбросы; 6 – надвиги и взбросы; 7 – сдвиги; 8 – разломы с не установленным типом подвижки; 9 – впадины байкальского типа (цифрами обозначены впадины: 1 – Тункинская, 2 – Баргузинская, 3 – Верхне-Ангарская, 4 – Муйская, 5 – Чарская, 6 – Токкинская)

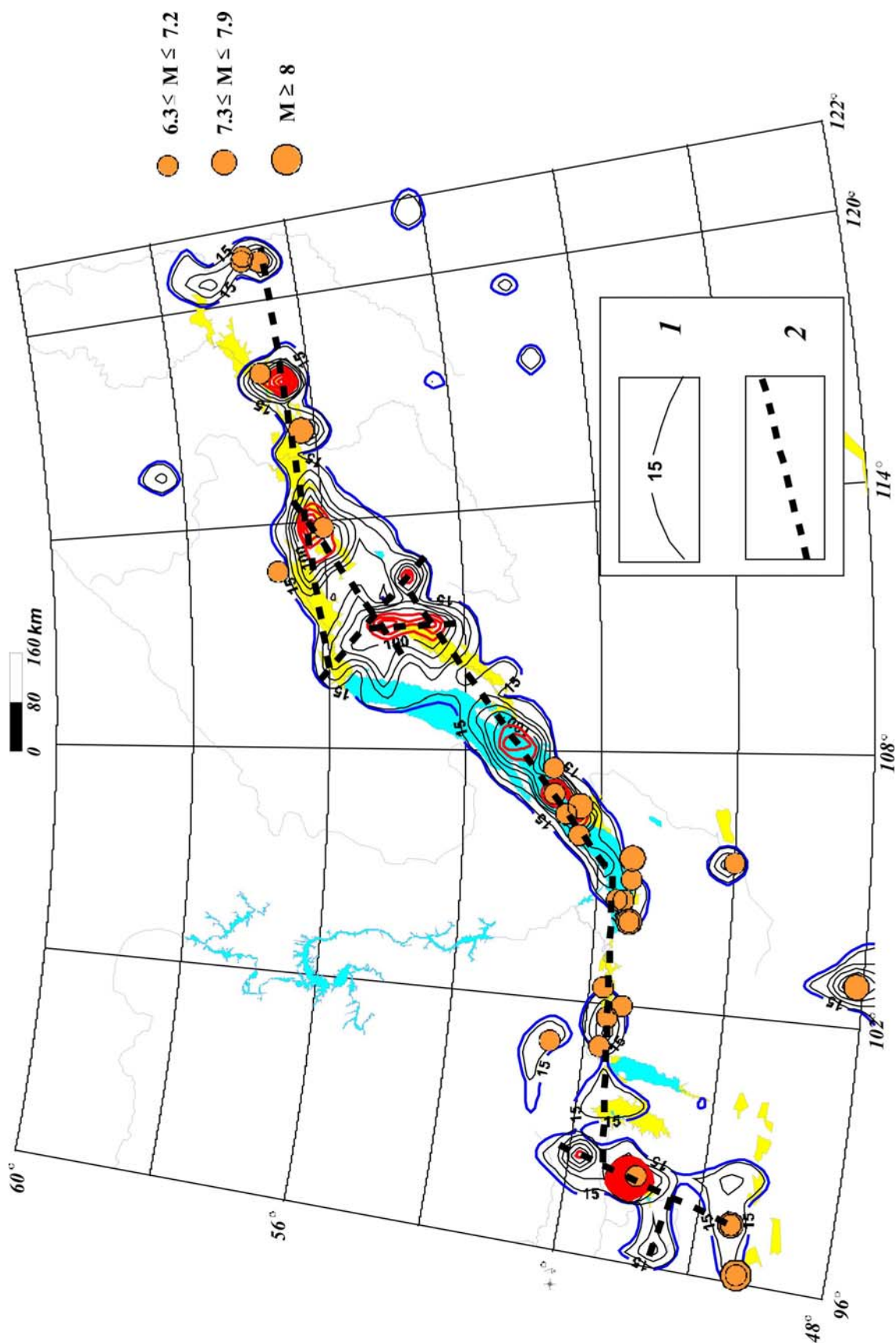


Рис. 12Б. Зона современной деструкции литосферы с эпицентрами сильных землетрясений (Б): 1 – изолинии плотности эпицентров с шагом 20 событий: первая изолиния 15 соответствует фону, утолщенные изолинии соответствуют ареалам, у которых повышенная плотность эпицентров превышает фоновое значение $+2\sigma_D$; 2 – ось деструктивной зоны литосферы; справа от рисунка – очаги землетрясений соответствующих магнитуд (1760-1999 гг.)

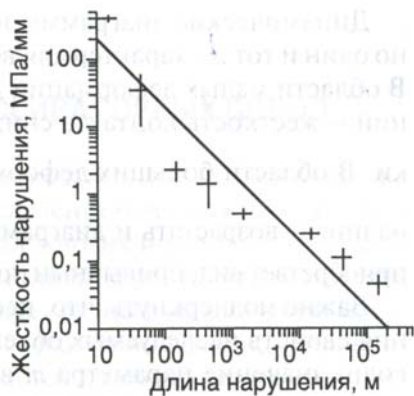


Рис. 13. Соотношения между длиной межблоковых разрывов и жесткостью нарушений [Кочарян, Спивак, 2003]

приуроченностью к оси зоны наиболее сильных землетрясений, известных за исторический период в БРС, позволяют наметить принципиальную модель сейсмической зоны литосферы в сочетании с формирующими ее периодически активными разломами (рис. 14). Приведенный разрез отражает объемную зону современной деструкции литосферы, «стволовая» центральная часть которой – развивающийся в текущее время, а в геологическом будущем – трансрегиональный

разлом литосферы, составные части которого – региональные и локальные разломы – в разной степени активны в настоящее время. Их активность изменяется с высокой частотой, несоизмеримой со структурным развитием разломов. Причина активности – деформационные волны и локальные нарушения динамического равновесия близко происшедшими сейсмическими событиями.

VI. ОБЩИЕ ЗАДАЧИ: РАЗРАБОТКА КОМПЛЕКСНОЙ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОНАХ ЛИТОСФЕРЫ

Разработка комплексной тектонофизической модели сейсмического процесса затруднена отсутствием детально изученного переходного звена между современной активизацией разломов и сейсмичностью. Не взирая на основополагающие модели очагов землетрясений, отталкивающиеся от концепции «очаг – трещина», при переходе на анализ сейсмического процесса исследователи, в основном, продолжают опираться на статистический анализ пространственно-временной локализации очагов землетрясений. При этом опускаются из внимания кинематические, синергетические и другие процессы в зонах активных разломов, контролирующих сейсмические события.

Сейсмический процесс – суть комплекс сейсмических событий, генерируемых селективной активизацией разломов в сейсмической зоне в интервалах реального времени. Современная модель сейсмического процесса должна быть привязана к сетке разломной (разломно-блоковой) тектоники, селективная активизация которой должна быть рассмотрена в интервалах шкалы реального времени. Модель сейсмического процесса должна основываться на следующей последовательности причинно-следственных связей между структурами, процессами и событиями: исходная среда – разломно-блоковая структура – нарушение динамического равновесия –

селективная активизация разломов – сейсмические события в областях динамического влияния активизированных разломов – «интегрированная» сейсмичность сейсмической области. При этом новое событие увеличивает линейные параметры разломов, а, становясь длиннее, они снижают межблоковую прочность среды, накапливают большие напряжения и контролируют более сильные землетрясения. Землетрясение не является случайным событием, оно готовится продолжительное время, имеет множество разных предвестников – долгих и коротких. Чтобы они были правильно интерпретированы, нужна новая комплексная модель, основанная на геологии, разломах, блоках, современных движениях коры, ее напряженном состоянии, а также наиболее вероятных определяющих триггерах, нарушающих ее метастабильное состояние.

Сильные землетрясения и сейсмический процесс в целом контролируют остаточные разломные структуры, эндогенное стабильное напряженное состояние и нестабильные временно возникающие напряжения, связанные: (а) с развитием во времени разломов и пространственно-временной миграции деформаций в областях их динамического влияния; (б) другими не эндогенного происхождения напряжениями, возмущающими стабильное напряженное состояние среды;

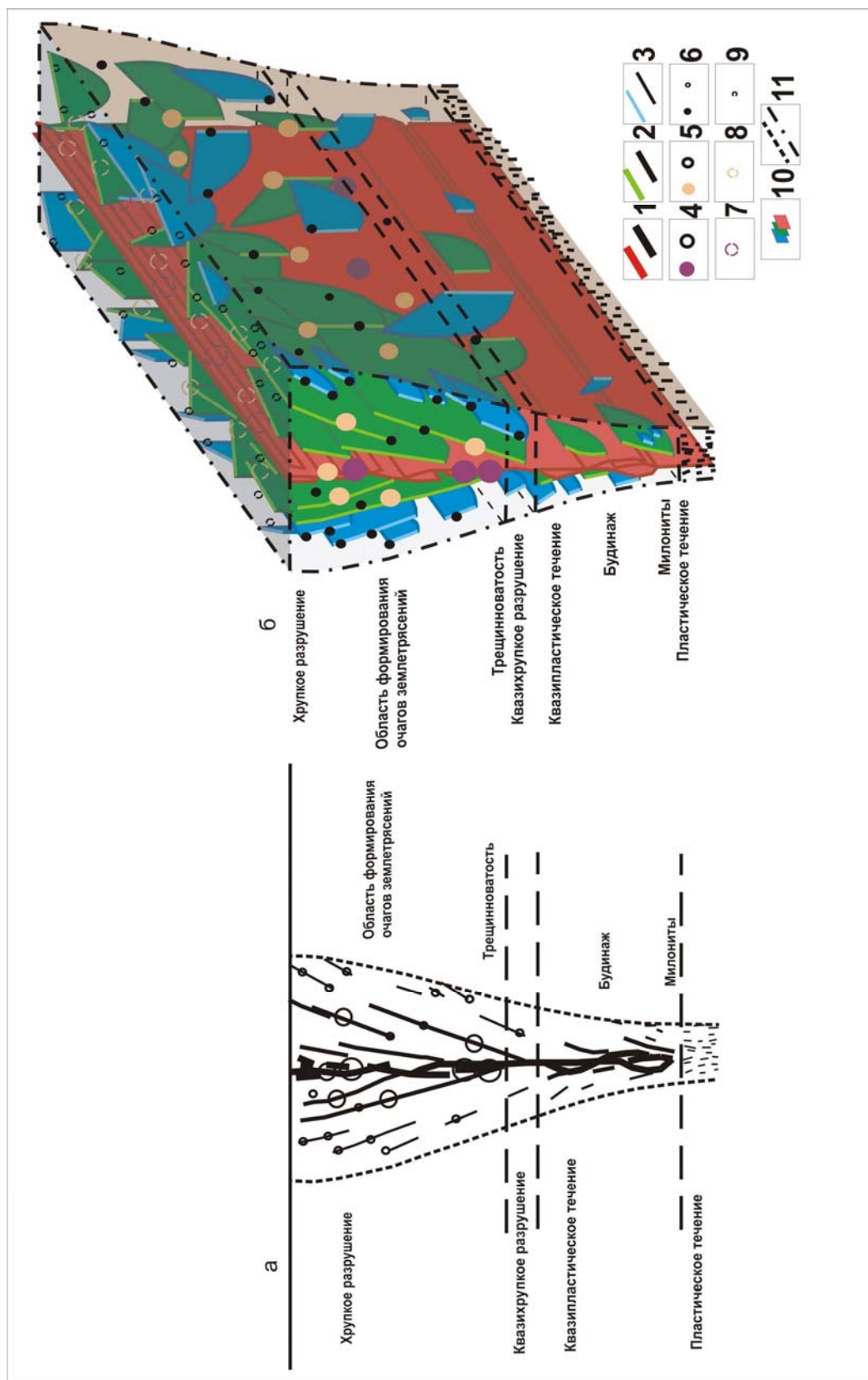


Рис. 14. Принципиальный разрез сейсмической зоны (А) и ее изображение в формате 3D (Б).

1 – корневая часть зоны, представленная региональными и трансрегиональными многократно активизированными разломами, преимущественно докайнозойского заложения; 2 – региональные разломы, характеризующиеся нестационарной моделью развития; 3 – локальные разломы, характеризующиеся нестационарной моделью развития; 4,5,6 – гипоцентры очагов землетрясений различных магнитуд; 7, 8, 9 – эпицентры очагов землетрясений различных магнитуд; 10 – плоскости разломов; 11 – примерные границы зоны активной современной деструкции литосферы

(в) наведенными процессами. Сильные землетрясения с $M > 4.0$ – предсказуемые процессы во времени и пространстве, слабые землетрясения с $M \leq 4.0$ – во многом вероятностные явления во времени.

Построение комплексной, скорее всего, тектонофизической модели сейсмического процесса – одна из областей предстоящих углубленных исследований тектонофизики и сейсмологии. Ее решение откроет прямую дорогу к познанию закономерностей пространственно-временной локализации землетрясений и их прогнозу. Изуче-

ние закономерностей деструкции литосферы, образования разломно-блоковой структуры и синхронно протекающей сейсмичности, разработка теоретических моделей этого сложного комплексного процесса – одна из общих ближайших задач тектонофизики и сейсмологии.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251) и программы 16 проекта 3 Президиума РАН «Динамика деформационных процессов в сейсмоактивных регионах Центральной Азии и в очаговых зонах сильных землетрясений».

ЛИТЕРАТУРА

- Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176-1190.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.
- Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
- Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ. 1991. 217 с.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. М.: Наука. 2006. 254 с.
- Захаров В.С., Савчук О.В. Самоподобные свойства сети активных разломов и сейсмичности // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы 41 совещания Межведомственного тектонического комитета. Т. 1. М.: ГЕОС. 2008. С. 324-329.
- Киссин И.Г. Новые данные о «чувствительных зонах» земной коры и формирование предвестников землетрясений и постсейсмических эффектов // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 548-565.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИЦК «Академкнига». 2003. 423 с.
- Кузнецова К.И. Избранные труды. М.: ИФЗ РАН. 2007. 208 с.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95-111.
- Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд. Московского госуд. горного университета. 2004. 262 с.
- Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фразальной среде. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 210 с.
- Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука. 1978. 232 с.
- Невский М.В. Геофизика на рубеже веков // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН. 1999. С. 124-139.
- Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: «Научный мир». 2004. 216 с.
- Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3-13.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИЦК «Академкнига». 2007. 406 с.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 408 с.
- Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3-11.
- Саньков В.А., Семинский К.Ж. Анализ смещений по разрывам в зоне формирующегося трансформного разлома // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 4. С. 10-18.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН. Филлиал «Гео». 2003. 244 с.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений // М.: Наука. 1993. 313 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники // М.: Наука. 2003. 270 с.
- Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). Под ред. В.Н. Страхова и Ю.Г. Леонова. М.: ОИФЗ РАН. 2002. 436 с.
- Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. С. 43-53.
- Шерман С.И. Физические закономерности формирования разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.

- Шерман С.И.* Развитие представлений М.В. Гзовского в современных тектонофизических исследованиях разломообразования и сейсмичности в литосфере // *Тектонофизика сегодня* (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 49-59.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, СО. 1983. 101 с.
- Шерман С.И., Горбунова Е.А.* Количественный анализ современной активности разломов Центральной Азии и их триггерных механизмов // *Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии*. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН. 2007. С. 195-203.
- Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В.* Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // *Доклады Академии наук*. 2002. Т. 387, № 4. С. 533-536.
- Шерман С.И., Лунина О.В.* Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // *ДАН*, 2001. Т. 378, № 5. С. 672-674.
- Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А.* Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // *Докл. РАН*. 2005. Т. 401, № 3. С. 395-398.
- Active tectonics*. Wash. (D.C.): Acad. Press. 1986. 266 p.
- Anderson J.G., Wesnousky S.G., Stirling M.W.* Earthquake Size as a Function of Fault Slip Rate. // *Bull. Seism. Soc. America*. 1996. V. 86, № 3. P. 683-690.
- Bezerra Francisco H.R., Takeya Mario K., Sousa Maria O.L., do Nascimento Aderson F.* Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil // *Tectonophysics*. 2007. V. 430. P. 27-39.
- Chambon G., Schmittbuhl J., Corfdir A., Orellana N., Diraison M., Géraud Y.* The thickness of faults: From laboratory experiments to field scale observations // *Tectonophysics*. 2006. V. 426. P. 77-94.
- Characteristics of active faults* // *Spec. Issue J. Struct. Geol.*, 1991. V. 13, № 2. 240 p.
- Console Rodolfo, Murru Maura, Catalli Flaminia* Physical and stochastic models of earthquake clustering // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. P. 141-153.
- Ganas A., Sokos E., Agalosa A., Leontakianakosa G., Pavlidesb S.* // Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M6+ events and stress change patterns // *Tectonophysics*. 2006. V. 420. P. 357-369.
- German V.I.* Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // *Tectonophysics*. 2006. V. 424. P. 167-175.
- Kasahara K.* Migration of crustal deformation // *Tectonophysics*. 1979. V. 52. P. 329-341.
- Kim Y.-S., Choi J.-H.* Fault propagation, displacement and damage zones // (Conference Commemorating the 1957 Gobi-Altay Earthquake. Ulaanbaatar, Mongolia. 2007. P. 81-86).
- Lorenzo-Martín Francisco, Roth Frank, Rongjiang Wang* Elastic and inelastic triggering of earthquakes in the North Anatolian Fault zone // *Tectonophysics*. 2006. V. 424. P. 271-289.
- Matsumura Shozo.* Seismic activity changes progressing simultaneously with slow-slip in the Tokai area // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. P. 5-15.
- McGill S.F., Rubin C.M.* Surficial slip distribution on the central Emerson fault during the June 28, 1992, Landers earthquake, California // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 4811-4833.
- Micarelli L., Moretti I., Daniel J.M.* Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece. // *J. Geodyn.* 2003. V. 36. P. 275-303.
- Moretti I., Micarelli L., Daniel J. M., Eyssauttier S., Frima C.* The cores of AG-10. // *Tech. rep., Institut Français du Pétrole*, report, 2003. vol.57, p. 240.
- Ogata Yosihiko, Zhuang Jiancang* Space-time ETAS models and an improved extension // *Tectonophysics*. 2006. V. 413. P. 13-23.
- Ranalli G., Murphy D.C.* Rheological stratification of the lithosphere // *Tectonophysics*, 132 (1987), 281-295.
- Scholz C.H.* The Mechanics of Earthquakes and faulting. 2nd ed. Cambridge Univ. Press. New York. 2002.
- Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V.* Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // *Tectonophysics*. 2004. V. 380, № 3-4. P. 261-272.
- Sherman S.I., Gorbunova E.A.* Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // *Earth science frontiers*. 2008. V. 15, № 3. P. 337-347.
- Sherman S.I., Lunina O.V.* A New Map Representing the Stressed State of the Upper Part of the Earth's Lithosphere // *Doklady Earth Sciences*. 2001. V. 379, № 5. P. 553-556.
- Toda Shinji, Matsumura Shozo.* Spatio-temporal stress states estimated from seismicity rate changes in the Tokai region, central Japan // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. P. 53-68.
- Trifonov V G.* World map of active faults. // *Quaternary International*. 1995. № 25. P. 3-16.
- Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Second ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1997. 398 p.
- Zoback M.L.* First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress Map project // *Geophys. Res. B*. 1992. V. 97, № 8. P. 11703-11728.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИНЫ КОНЕЧНОЙ ДЕФОРМАЦИИ ДЛЯ СТРУКТУР ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ РАЗНОГО РАНГА: ПРИМЕРЫ РЕШЕНИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, yak@ifz.ru

Любые проблемы механизма формирования континентальной коры и вопросы разработки геодинамических моделей крупных структур тесно связаны с необходимостью реконструкции формы геологических тел и с определением величин их деформаций [Белоусов, 1962; Хаин, 1987]. Очевидно, что складчатые структуры разного масштаба являются идеальным объектом для определения величин деформации, поскольку в первую очередь именно они несут в себе эту информацию. С нашей точки зрения для исследований в этом направлении правильное всего опираться на тектонофизические методы, физические в своей основе.

Для решения задачи определения типа и величины деформации складчатой структуры любого ранга предлагается использовать их кинематические модели как первое приближение к описанию механизма деформирования в рамках динамики. Такие кинематические модели в определенном смысле являются очередным шагом в развитии представления о механизмах формирования структур. Широко использовавшиеся до недавнего времени в тектонике описательные механизмы чаще всего являлись «умозрительными» в том смысле, что не имели цели описывать количественные связи каких-либо геометрических параметров структуры с «величиной развития» этих механизмов. В рамках практиковавшихся подходов в качестве доказательства ведущей роли или единственности действия какого-либо механизма приводились аргументы, связанные в определенную геодинамическую концепцию, но никогда не давалось комплексного сравнения геометрических параметров модельной и природной структуры. Так, для структур линейной складчатости было предложено большое количество механизмов (например «адвекция» и «пододвигание» для Кавказа [Шолпо, 1978; Дотдугев, 1986]), но все они были далеки от количественного описания, позволяющего проверить их точность на природном материале. Во всяком случае, дискуссии по этим проблемам (например, Геотектоника, 1988, № 5; 1989 № 6; 1994, № 5; 1995, № 1) были активными, но анализ на численном уровне геометрии складчатости в качестве аргументов в пользу тех или иных моделей в них не обсуждался.

Необходимо отметить существенную особен-

ность структур линейной складчатости, которая не учитывается большинством исследователей. Как известно, эта складчатость в целом может быть разделена на структуры форланда (передовые и межгорные прогибы) и структуры хинтерланда (центральные области складчатых поясов). Первые имеют крупные складки, по своему размеру сопоставимые с мощностью осадочного чехла, а потому к ним применимы все закономерности, детально описанные в учебниках по структурной геологии для складок параллельных (например: [Ярошевский, 1981]). Это – постоянство мощности толщи на крыльях и в замке, и то, что структура ограничена определенной высотой. Такие структуры активно изучались последние десятилетия методами построения сбалансированных разрезов (см. обзор в: [Прокопьев и др., 2004]). В структурах второго типа, в хинтерланде, в пределах мощного (10-20 км) осадочного чехла, состоящего из тонкослоистых осадков, развито очень большое количество складок мелких, размером до первых метров, которые имеют облик «подобных» (такие складки в идеале имеют одинаковую форму по всей высоте структуры для всех слоев толщи). Кристаллический фундамент хинтерланда, там, где он виден, в отличие от фундамента форланда всегда имеет следы со складчатых пластических деформаций [Сомин, 2000]. Описание таких складчатых структур в учебниках обычно далеко от совершенства, поскольку, как правило, подразумевается, что механизмы формирования складок «параллельных» применимы и к «подобным» [Ramsay, Huber, 1987]. В результате тектонотип структур форланда, представляющий собой сочетание крупных складок и надвигов, имеющих общий срыв по кровле жесткого фундамента, с легкостью используется для интерпретации структур хинтерланда, с механической точки зрения имеющих совершенно другие свойства, как чехла, так и фундамента. Как будет показано ниже, в результате возникают серьезные ошибки в развиваемых геодинамических моделях. В связи с этим можно в целом сказать, что центральные части подвижных поясов, занятые линейной складчатостью, пока не имеют корректного описания и интерпретации своей структуры. Разумеется, по этой причине самые общие представления о закономерностях развития континентальной земной

коры могут содержать значительные лакуны, что только подчеркивает важность работ по проблеме механизмов формирования складчатости.

В качестве основы для создания совокупности кинематических моделей, охватывающих основные ранги структур линейной складчатости (от внутрислойных включений до всего складчато-надвигового пояса), была предложена система семи иерархических уровней [Яковлев, 1997; Ребецкий и др., 2004]. Эти уровни отличаются друг от друга объемом слоистости, охватываемой определенными механизмами (точнее – кинематическими моделями, содержащими наборы механизмов), которые и формируют типичные для этого уровня структуры. Это 1) – уровень внутрислойных деформаций (искажение формы зерен и включений, предмет стрейн-анализа), 2) – уровень отдельных складок (отдельные слои), 3) – уровень складчатых доменов (серия складок в пачке слоев, крупные части осадочного чехла), 4) – уровень структурных ячеек (структуры от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория, осадочный чехол целиком), 5) – уровень тектонической зоны (традиционная структура, охватывает часть коры или всю кору), 6) – уровень крупной складчатой системы (например, мегантиклинорий Большого Кавказа, уровень охватывает всю литосферу), 7) – весь складчато-разрывной пояс (глубина охвата, вероятно, превышает толщину литосферы). Важно, что границы выделяемых объектов в этой системе совпадают с теми границами, в рамках которых действуют наборы механизмов [Яковлев, 2008a]. Совокупность методов исследований, основанных на таких кинематических моделях, называется *многограновым деформационным анализом структур линейной складчатости*.

Структуры разного ранга имеют неодинаковое значение для решения наиболее важных геотектонических задач – механизмы формирования структур небольших менее интересны, чем механизмы формирования структур крупных. Однако именно малые структуры наиболее понятны, а интерпретация наиболее крупных, как правило, дискуссионна. С этой точки зрения структуры 2-го и 3-го уровня – складки и домены (совокупности складок) представляют собой тот минимальный размер, который может быть использован для решения проблем тектоники, связанных с построением геодинамических моделей. Ниже на примере Большого Кавказа будут показаны шесть примеров решения конкретных проблем строения и механизмов формирования структур с возрастанием размера от малых к крупным.

Первые два примера показывают решения задач при исследовании локальных структур.

Пример 1. Исследование механизмов формирования Воронцовской структуры Северо-Западного Кавказа. Используемая в этой работе модель формирования складок пачек слоев реализует совместное действие изгиба и сплющивания в пределах компетентного слоя. Эти механизмы имеют очень простое описание изменений геометрии, что позволило составить компьютерную программу для расчетов вариантов развития складки (рис. 1). На базе этой модели была построена номограмма (рис. 2) для определения величины укорочения складок в направле-

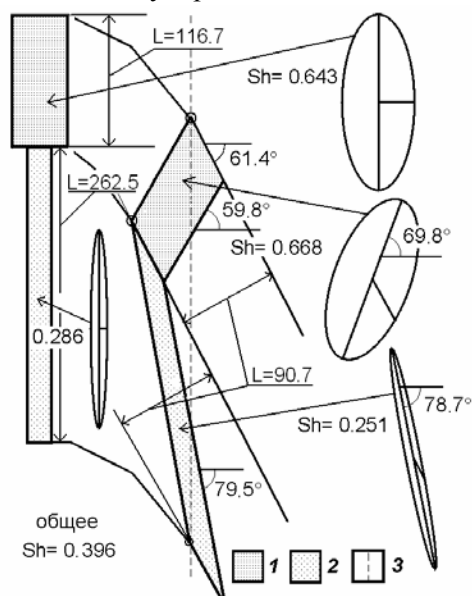


Рис. 1. Модель формирования складки пачек слоев (по [Яковлев, 2002], с изменениями). Значения рассчитанных параметров складки: исходные мощности слоев 75 и 75, длина отрезка крыла 75; общее сокращение $Sh = 0.396$; показаны цифрами величины укорочения по эллипсам деформаций Sh (показана длинная ось и ориентировка слоя); мощности слоев L (длина отрезка крыла вдоль слоя равна 62.0); углы наклонов отрезков и осей эллипсов

1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой; 3 – ориентировка осевой плоскости

нии, перпендикулярном к осевой плоскости [Яковлев, 2002]. В подошве Воронцовского покрова для 39 складок по нескольким фотографиям забоя подземной выработки были измерены наклоны осевых плоскостей и величина укорочения (рис. 3). Наклоны осевых плоскостей были важны, поскольку они являются существенным параметром для фиксации геометрии домена, которая преобразуется в описание эллипсоида деформации для некоторого объема слоистости (рис. 4). Полученный тренд для природных складок в пространстве двух параметров (диаграмма $X - Y$) сравнивался с трендами двух специально созданных численных (кинематических) моделей – горизонтального простого сдвига и латерального укорочения (рис. 5). Первая модель

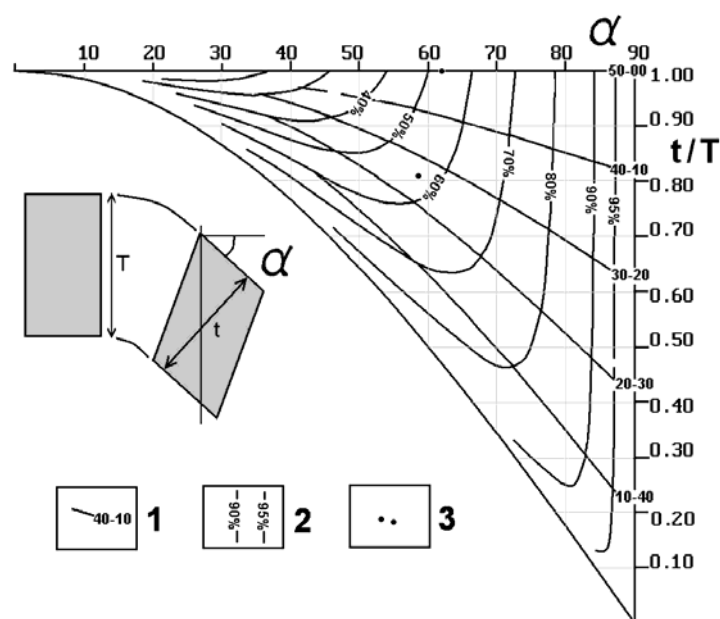


Рис. 2. Номограмма для определения величины укорочения в складках пачек слоев по геометрии компетентного слоя ([Яковлев, 2002], с изменениями). Показана система замеров угла наклона слоя относительно перпендикуляра к осевой плоскости), мощности слоя на крыле (t) и его мощности в замке (T), которые откладываются по осям номограммы. В пространстве номограммы нанесены изолинии величины укорочения (в %), и соотношения величин приращений механизмов поворота (изгиба) и сплющивания при вычислениях

1 – изолинии соотношения величин механизмов; 2 – изолинии величины укорочения; 3 – точки замеров геометрии складок (α , t/T), положение которых в поле изолиний дает решение для определения величины укорочения и соотношения приращений механизмов

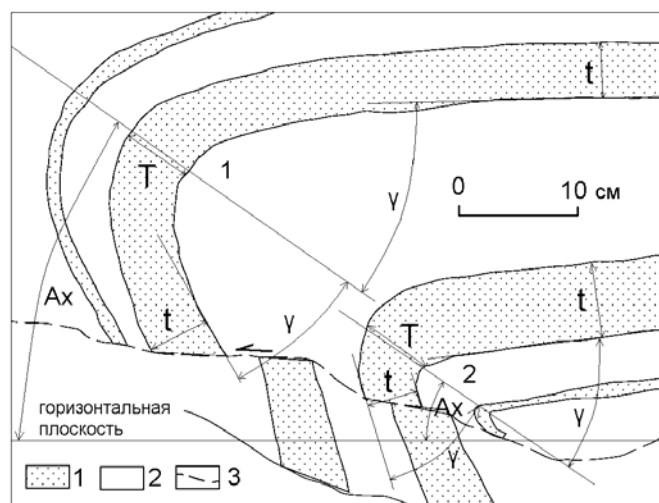


Рис. 3. Рисунок по фотографии с показом замеряемых геометрических элементов складки. Ax – наклон осевой плоскости относительно горизонта, γ – угол наклона слоя относительно осевой плоскости ($\alpha = 90^\circ - \gamma$), t – мощность слоя на крыле складки, T – мощность слоя в замке складки

1 – алевролиты, 2 – аргиллиты, 3 – поверхность смещения по небольшому разрыву

может отвечать гравитационному оползанию, не требующему горизонтального укорочения всего складчатого сооружения, а вторая обязательна при боковом давлении, возникающем при складкообразовании и общем укорочении структуры. Совпадение природного тренда с первой моделью в комбинации с рядом геологических фактов показало высокую степень вероятности формирования этого покрова в результате гравитационного оползания, а не бокового давления

[Yakovlev et al., 2007]. Анализ геологического развития района (Северо-Западный Кавказ, граница складчатости Большого Кавказа и Закавказского массива в районе г. Сочи, рис. 6) показал [Яковлев и др., 2008], что в определенный момент (в период 22–15 млн. лет) действительно мог существовать такой наклон структуры, который обеспечивал перемещение пластины покрова мощностью не более 1.5 км на расстояние минимум 15 км. Таким образом, было определено,

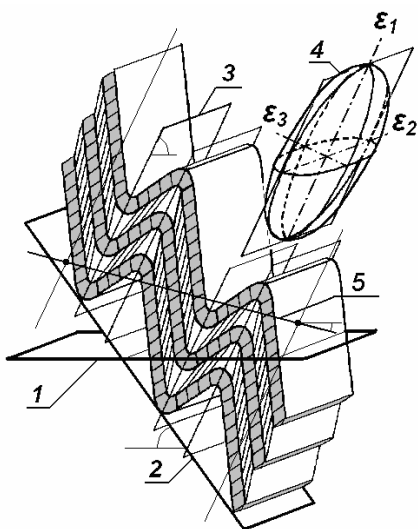


Рис. 4. Элементы геометрии складчатого домена и их замеры (по [Yakovlev, Voitenko, 2005], с изменениями)

1 – горизонтальная плоскость; 2 – плоскость зеркала складок, угол ее наклона; 3 – осевая плоскость, угол ее наклона; 4 – эллипс деформаций (по результатам определения величины укорочения); 5 – линия профиля, ее длина и угол наклона

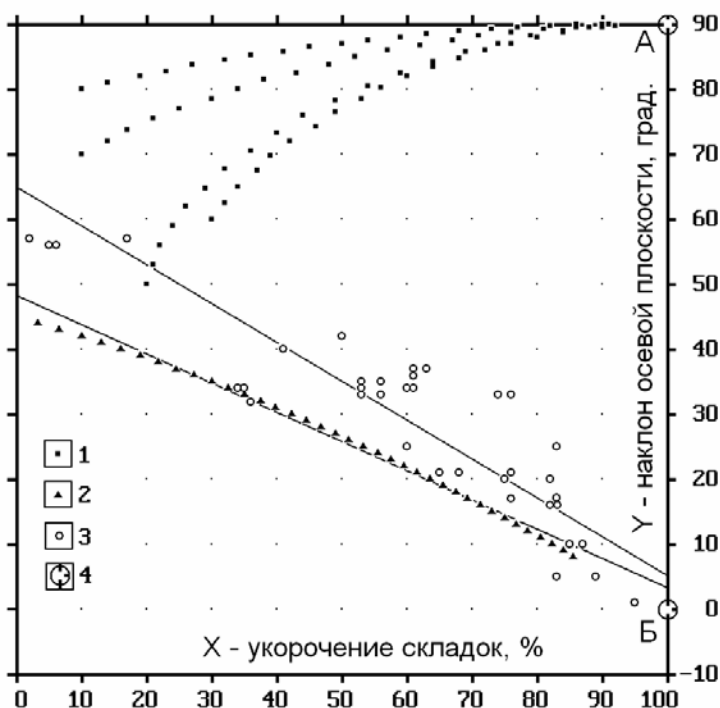


Рис. 5. Сравнение трендов моделей латерального укорочения и горизонтального сдвига с замерами природных складок. Используется диаграмма рассеяния (X – Y). Показаны две линии регрессии для двух совокупностей точек: для модели горизонтального сдвига и для природных складок

1 – модель горизонтального укорочения, четыре варианта расчетов, 2 – модель горизонтального сдвига, 3 – замеры природных складок, 4 – аттракторы: А – для модели горизонтального укорочения (бокового давления), Б – для модели горизонтального простого сдвига (гравитационного соскальзывания)

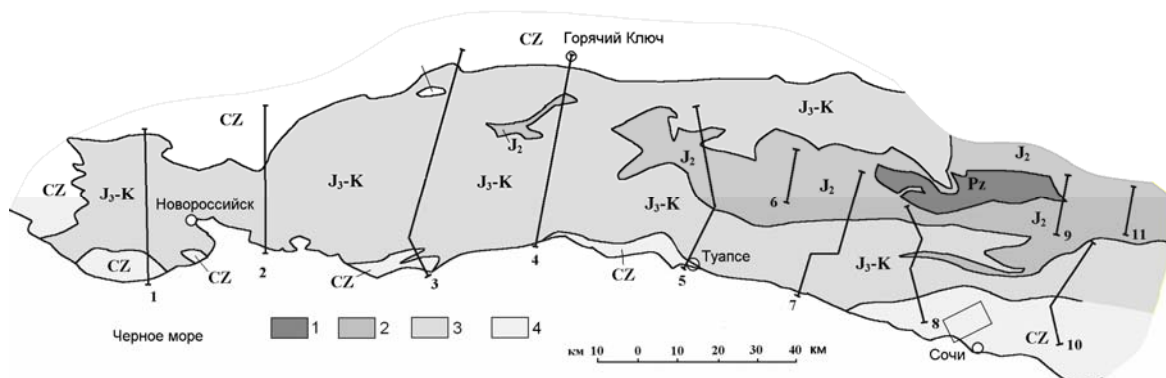


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Северо-Западного Кавказа. Показаны 11 структурных пересечений, используемые в исследованиях происхождения структур разного ранга. Небольшим прямоугольником в районе г. Сочи отмечен район работ по Воронцовской структуре

1 – палеозойские метаморфические породы фундамента; 2 – отложения средней юры, терригенные флишеидные сланцы и песчаники; 3 – отложения верхней юры, мела, палеоцена и эоцена, в основном терригенно-карбонатный флиш; 4 – отложения олигоцена, неогена и антропогена, моласса

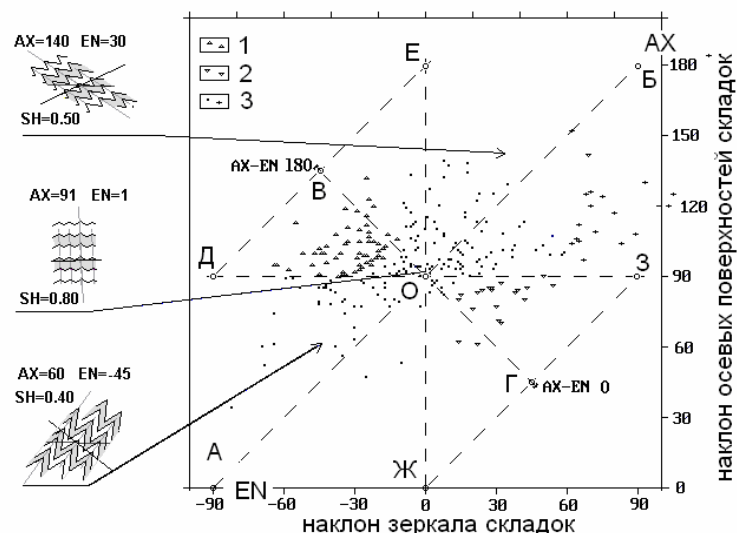


Рис. 8. Распределение замеров геометрии доменов складчатой структуры Северо-Западного Кавказа для диаграммы распределения «наклон зеркала складок EN – наклон осевых поверхностей AX» (по [Яковлев, 2003], с изменениями). Для точек «приразломной складчатости» (условные знаки 1 и 3, расположенные в секторах Д-О-Е и Ж-О-З) наблюдается возрастание средней величины укорочения SH при приближении к линиям Д-Е и Ж-З. Слева показаны домены с морфологией, соответствующей параметрам точек на диаграмме (стрелки), север справа.

1 – приразломная складчатость, вергенция на юг; 2 – приразломная складчатость, вергенция на север; 3 – совокупность доменов с «основными» механизмами

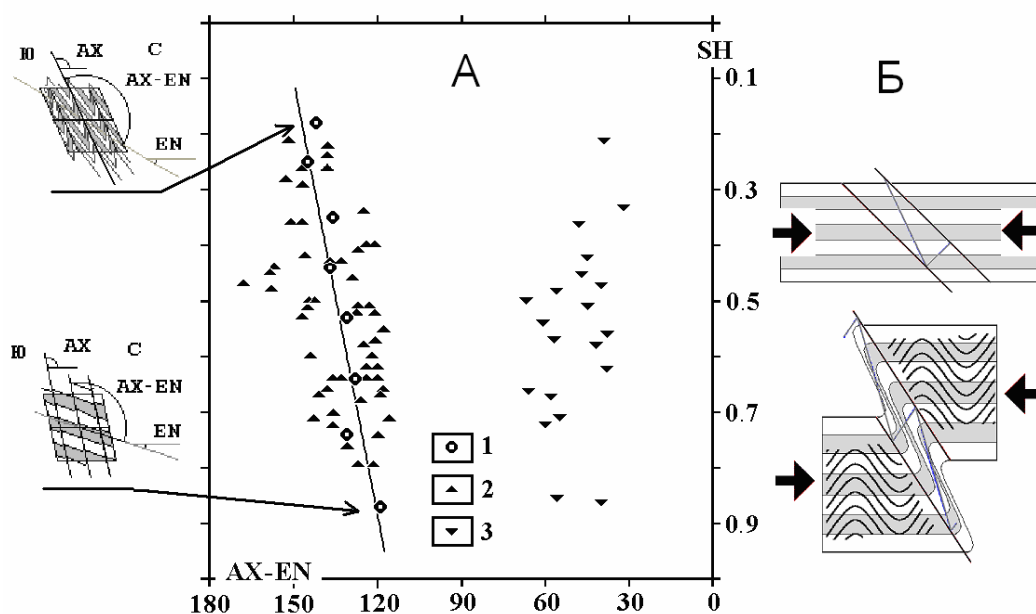


Рис. 9. А – диаграмма распределения параметров природных доменов SH и AX-EN (по [Яковлев, 2003], с изменениями, вдоль линии В-Г на рис. 8); Б – общая схема эволюции структур – простое сдвигание вдоль наклонной плоскости в комбинации с горизонтальным сплющиванием

1 – точки осреднения для значений укорочения SH для природных доменов (с шагом 0.1, начиная с 0.9); 2 – точки с южной вергенцией; 3 – точки с северной вергенцией

уровней 4 и 5 (структурные ячейки и тектонические зоны). Результаты показаны ниже в примерах 3–5.

Пример 3. Построение трехмерной модели складчатого чехла Северо-Западного Кавказа. Указанные выше (рис. 6) пересечения были ис-

пользованы для построения квазитрехмерной трехстадийной модели развития структуры чехла Северо-Западного Кавказа [Яковлев, 20086]. Пересечения были разбиты на 244 домена и 42 структурных ячейки. Принципиальные пространственные соотношения между складками,

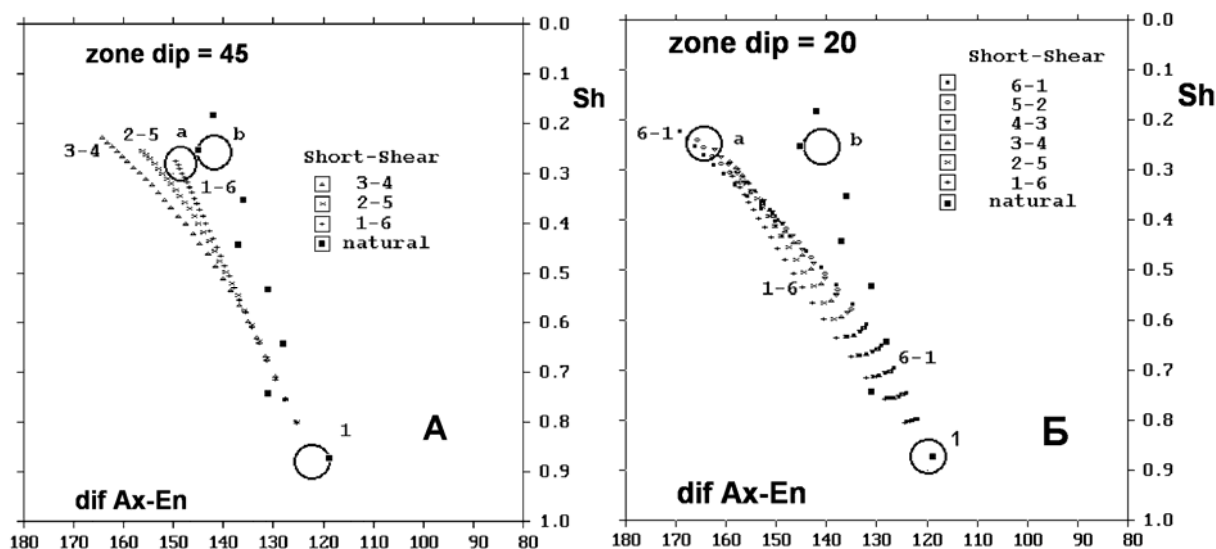


Рис. 10. Диаграммы сравнения осредненных природных параметров SH и AX-EN (квадраты, natural, от кружка «1» до кружка «b») с модельными трендами (от кружка «1» до кружка «a»). Разными значками показаны сочетания инкрементов укорочения и простого сдвига. А – для серии с начальным наклоном зоны 45° (угол скалывания при горизонтальном сжатии). Б – для серии с начальным наклоном зоны 20° (доскладчатый наклон слоистости, что может соответствовать срыву вдоль подошвы чехла). Близость кружков «a» и «b» для рисунка А показывает, что вариант угла скалывания является предпочтительным

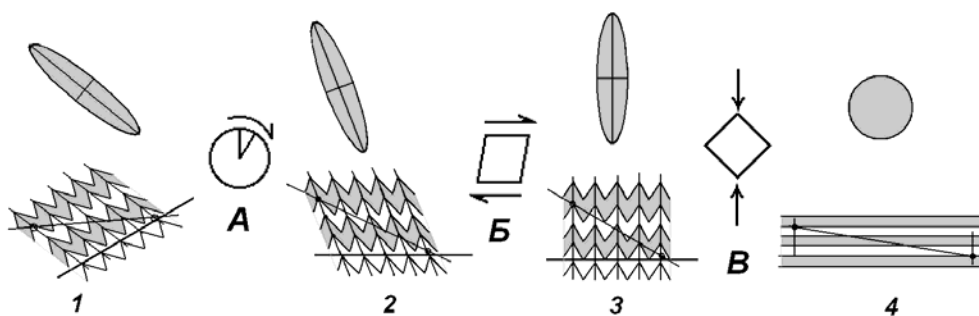


Рис. 11. Кинематические операции восстановления доскладчатого состояния домена и преобразования деформационного эллипса в круг [Яковлев, 2008в]. А – операция поворота; Б – операция горизонтального простого сдвига; В – операция чистого сдвига (горизонтальное растяжение). Состояния домена: 1 – исходное; 2 – после поворота; 3 – после простого горизонтального сдвига; 4 – доскладчатое состояние

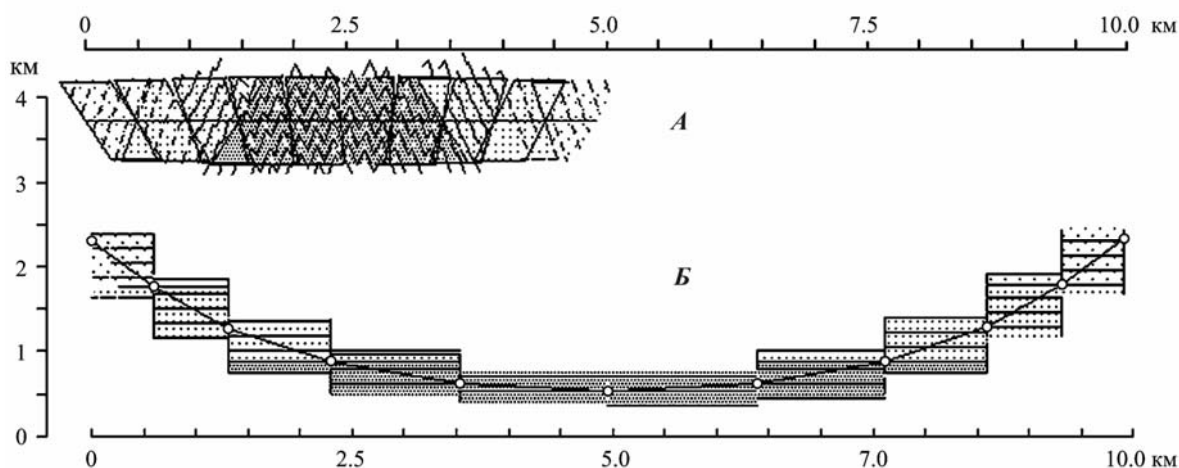


Рис. 12. Компьютерная программа построения сбалансированного разреза по геометрии складчатых доменов: тестирование метода (использованы копии экрана) [Яковлев, 2008в]. А – складчатая структура (длина условного современного профиля из 10 доменов – 5 км) рассчитанная для двухэтапного механизма: первый этап – адвекция с поворотом на 60° в центре ячейки и второй этап – общее укорочение 50%; Б – доскладчатая структура, восстановленная в результате работы программы. Разный крап в доменах подчеркивает стратиграфические уровни слоистой толщи. Поскольку исходная длина структуры составляла 10 км, а восстановленная длина доскладчатой структуры 9.9 км, то ошибка вычислений – около 1%

доменами, структурными ячейками и тектоническими зонами видны на рис. 13. В каждом домене были замерены структурные признаки (рис. 4), затем были рассчитаны доскладчатые координаты для доменов и пересечений. Для каждой выделенной ячейки была определена величина укорочения, исходная мощность осадочного чехла (по литературным данным) и «глубина» позиции выходящих в обнажения пород в новой (постскладчатой) мощности колонны осадков. Для основных стратиграфических реперов (подшвы юры, мела и палеогена) на основании этих 42 значений был построен рельеф для трех

стадий: 1) доскладчатой постседиментационной, 2) постскладчатой доорогенной, 3) посторогенной современной (рис. 14). Было показано, что полученный современный рельеф подошвы чехла имеет в среднем глубину -13 км (от -2 до -32 км). По пересечению г. Туапсе (№ 5) рельеф кровли фундамента в целом совпадает с последними геофизическими данными [Шемпелев и др., 2001], но противоречит схеме пододвигания Черноморской плиты под Кавказ, в которой средняя глубина фундамента составляет 5-7 км, и плоскость detachment по его кровле располагается субгоризонтально [Robinson et. al., 1996].

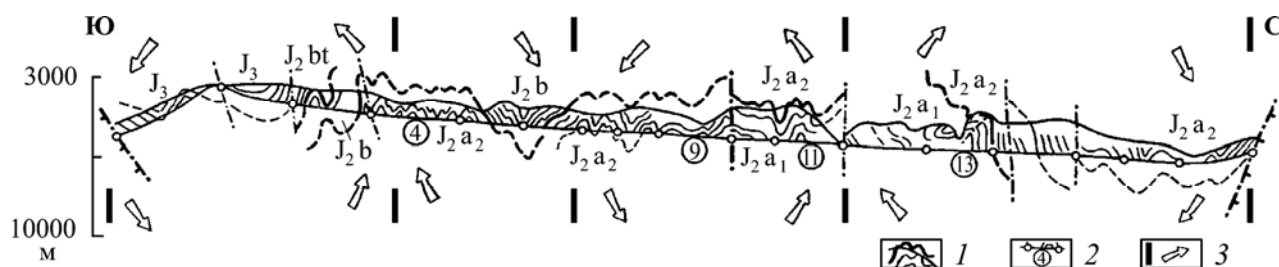


Рис. 13. Соподчиненные отношения тектонической зоны (весь профиль), структурных ячеек, доменов и отдельных складок (на примере профиля по р. Кудиялчай, Тфанская зона, Юго-Восточный Кавказ; по: [Рогожин, Яковлев, 1983], с изменениями). Выделены 17 доменов и четыре структурных ячейки

1 – отдельные складки; 2 – границы домена (кружки) и его номер, номера показаны выборочно; 3 – границы структурных ячеек и общее направление движения вещества в них

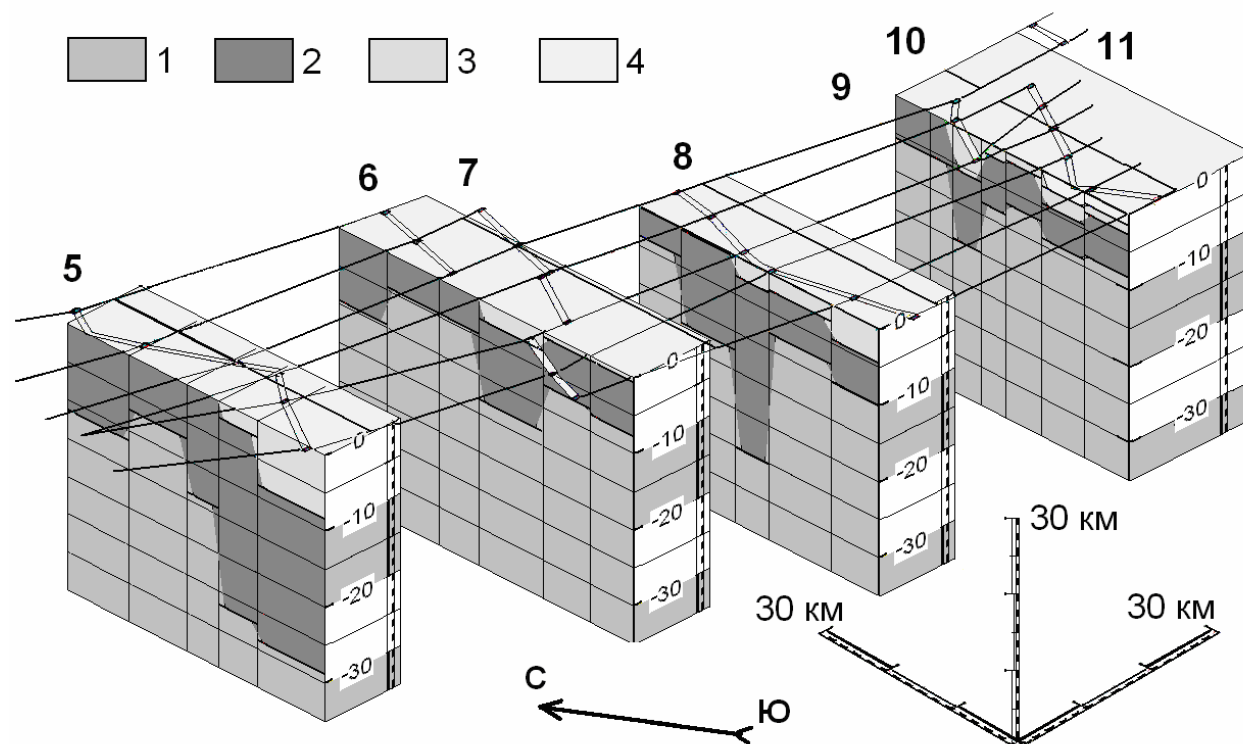


Рис. 14. Часть трехмерной модели осадочного чехла Северо-Западного Кавказа, третья стадия, современная структура, аксонометрическая проекция. Показано пространство от г. Туапсе (профиль 5, юг) до г. Адлера (профиль 10, юг), разный тон заливки соответствует фундаменту, юрским отложениям, меловым и палеогеновым. Используются значения глубин для реперных уровней в структурных ячейках

Для разрезов: 1 – фундамент, 2 – юрские отложения, 3 – меловые отложения, 4 – палеогеновые отложения

Пример 4. Определение амплитуд орогенного поднятия для Северо-Западного Кавказа. На основании этой же работы [Яковлев, 2008 а; Yakovlev, 2008] были вычислены амплитуды постскладчатого горообразующего поднятия (точнее, были определены те объемы осадков, которые оказались размывы). Средняя амплитуда поднятия составила 10 км (от 0.5 до 23 км в разных ячейках), что превышает общепринятые величины на 0.5–1 порядок (рис. 15). Была выявлена общая положительная корреляция амплитуды поднятия с накопленной мощностью чехла и величиной укорочения. Значительное отставание по времени поднятия от складчатого укорочения структуры [Трифонов и др., 2006; Трифонов, 2008] указывает на существование связи горообразования с петрологическими изменениями пород коры и мантии.

Пример 5. Выявление структуры переходной зоны «межгорный массив» – «складчатое сооружение». С использованием метода построения сбалансированных разрезов по геометрии доменов была восстановлена структура Чиаурской зоны Большого Кавказа (рис. 16). Затем путем сравнения полученной структуры со строением Закавказского массива была выявлена структура перехода «форланд – хинтерланд» [Яковлев, 2006а; Yakovlev, 2006]. Обычная трактовка (рис. 17) этой границы связана с идеей пододвигания массива под Большой Кавказ (например: [Дотдугев, 1986]). Чиаурская зона (рис. 18), имела доскладчатую структуру (рис. 19) с исходной мощностью осадков 12-15 км и шириной зоны 60-65 км. Для четырех выделенных ячеек были определены значения укорочения (L_1/L_0 , с юга на север) 0.56, 0.42, 0.40, 0.41.

Получив современные постскладчатые «мощности» чехла для четырех ячеек и, помещая породы соответствующего возраста (глубины) на уровень рельефа, были найдены примерные позиции кровли фундамента: 19, 22, 25 и 17 км (рис. 20). С учетом примерных мощностей осадков в Закавказском массиве и на основании развитых там слабых деформаций при сопоставлении с указанными данными было определено, что для возникновения имеющегося сочетания этих структур в конце палеоцена (до основной складчатости) необходимо было иметь на этой границе сброс с амплитудой около 5-7 км. В процессе складкообразования и укорочения структур Чиаурской зоны амплитуда сброса должна увеличиться до 12-15 км (рис. 20). Простой геометрический анализ этой ситуации (рис. 21) показал, что верхняя часть колонны осадков чехла может локально надвигаться на межгорный массив в случае, если массив испытывает погружение, но регионально структура все равно должна представлять собой сброс с амплитудой 10-15 км по кровле фундамента. На основании этого был сделан вывод, что схема пододвигания Закавказского массива под Большой Кавказ не может существовать. Соответственно, положение фундамента (и детачмента в подошве чехла) на глубинах 5-8 км по схеме С.И.Дотдугева (рис. 17) не является корректным. Заметим, что ряд исследователей, опираясь на геологические данные, также отрицают существование пологих надвигов и заметные горизонтальные перемещения по ним для Большого Кавказа в других его районах [Сомин, 2000; Расцветаев и др., 2004]. Выявленное парадоксальное сочетание укорочения структуры и увеличения амплитуды сброса, невозможное при внешнем сжатии, объясняется ниже.

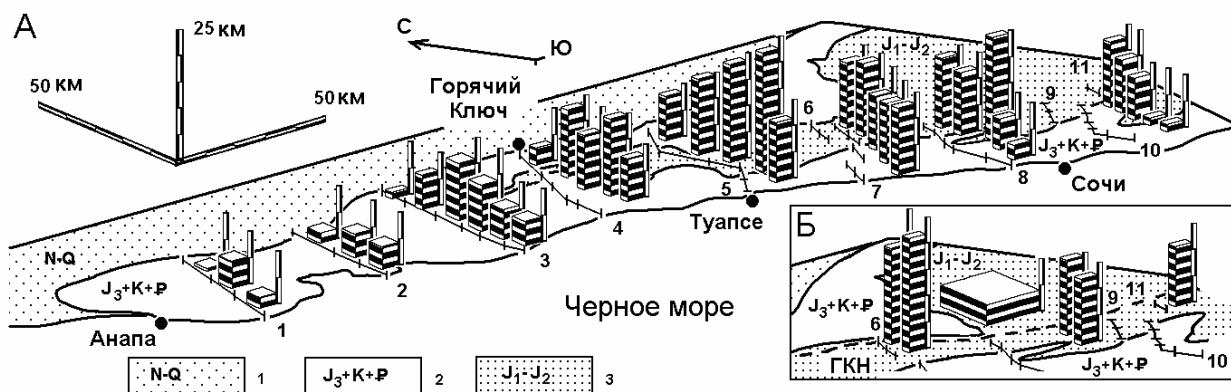


Рис. 15. Распределение амплитуд поднятия по структуре Северо-Западного Кавказа (по материалам [Яковлев, 2008 б]). А – схематическая геологическая карта: 1 – неоген-четвертичные отложения, 2 – отложения верхней юры, мела и палеогена, 3 – отложения нижней и средней юры. Б – карта – врезка, показывающая амплитуды поднятия для блока севернее Главного Кавказского надвига (ГКН) и для пересечений 6, 9, 11

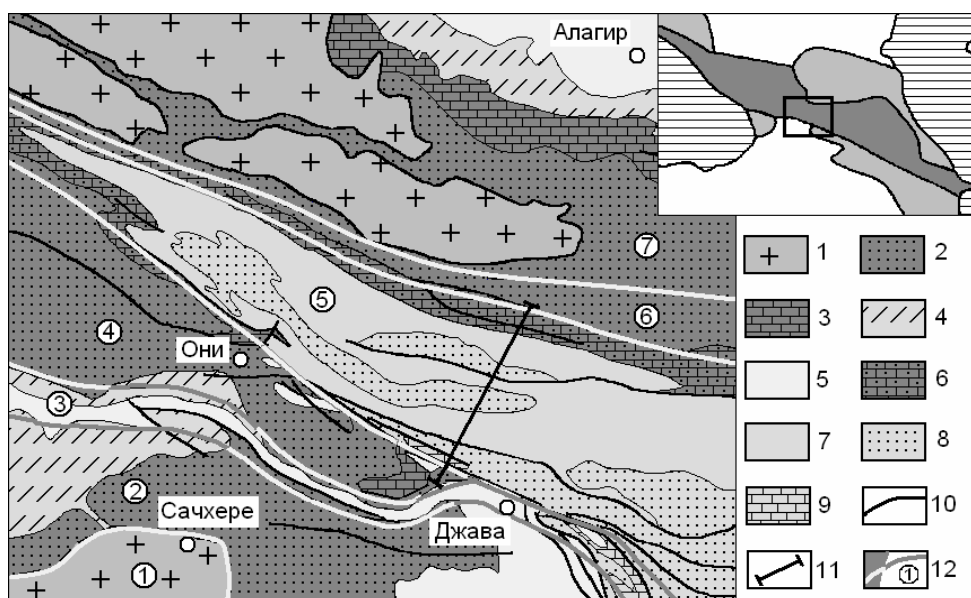


Рис. 16. Схематическая геологическая карта части Чиаурской тектонической зоны Большого Кавказа (на врезке справа сверху показано положение района относительно структуры Большого Кавказа и молассовых прогибов). По материалам [Геологическая..., 1976]

1 – выходы фундамента палеозойского и до-кембрийского возраста, 2 – отложения нижней и средней юры; 3, 4, 5 – отложения за пределами Чиаурской тектонической зоны: 3 – верхней юры, 4 – мела, 5 – палеогена–неогена; 6–9 – флишевые отложения Чиаурской тектонической зоны: 6 – верхней юры, 7 – нижнего мела (валланжин), 8 – нижнего мела (готерив-альб), 9 – верхнего мела, 10 – разрывы, 11 – линия структурного пересечения, 12 – границы тектонических зон и их номера: 1 – Дзирульский массив, 2 – Окрибо-Сачхерская зона, 3 – Рача-Лечхумская шовная зона, 4 – Гагро-Джавская зона, 5 – Чиаурская зона, 6 – Дигоро-Осетинская зона, 7 – другие зоны северного склона Большого Кавказа

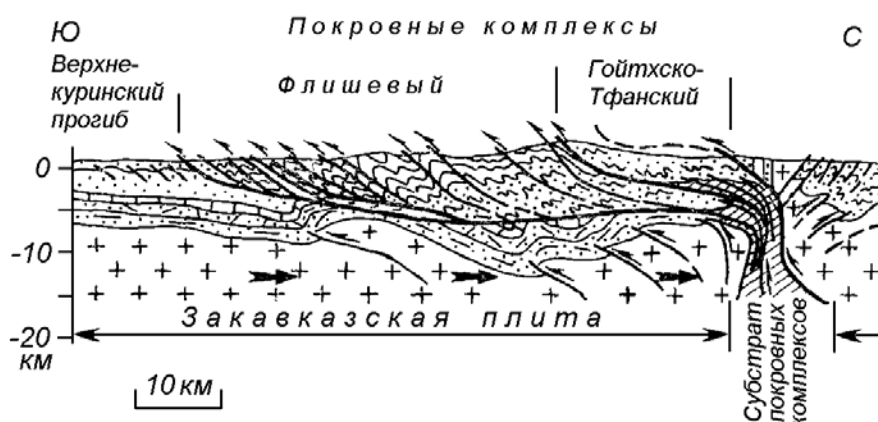


Рис. 17. «Концептуальное» пересечение через Большой Кавказ в районе Чиаурской тектонической зоны, показывающее пододвигание Закавказской плиты как основную причину формирования структуры Большого Кавказа (по [Дотдугев, 1986], с изменениями)

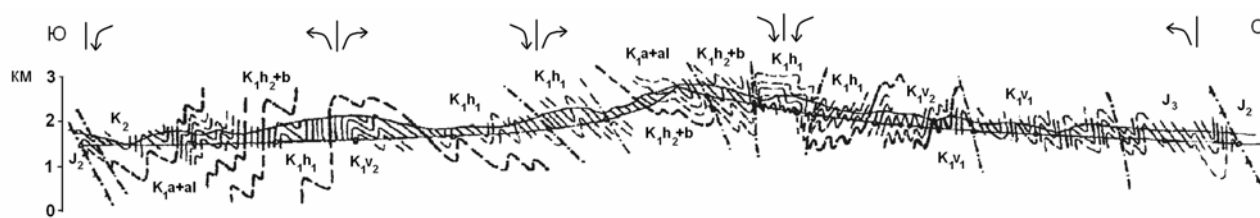


Рис. 18. Структурный разрез [Яковлев, 1997], составленный по геологической карте и замерам в поле параметров геометрии складок по пересечению р. Кешельта – р. Гинат (рис. 16). Разрез полностью пересекает Чиаурскую тектоническую зону Большого Кавказа. В пересечении было выделено 26 доменов, по параметрам которых была восстановлена доскладчатая структура (рис. 19)

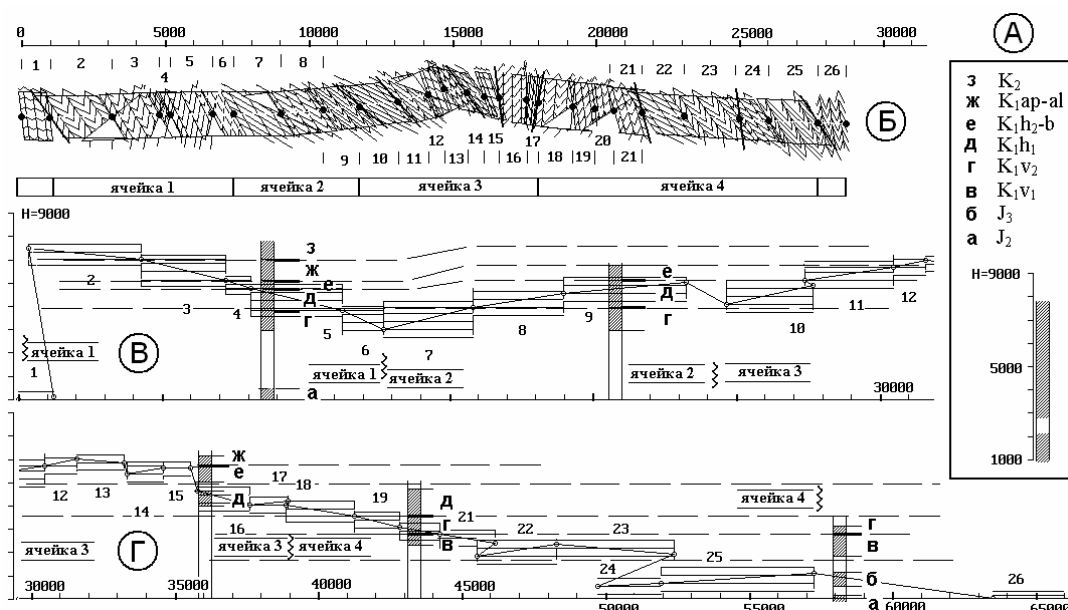


Рис. 19. Материалы восстановления доскладчатого разреза Чиаурской зоны (по [Яковлев, 2006а]). А – обозначения восстановленных стратиграфических горизонтов и колонка осадков (заштрихованная часть обозначает объемы, по которым прошла линия профиля). Б – компьютерное изображение структурного пересечения (копия экрана), построенное по результатам замеров параметров природной структуры. Показаны границы доменов (крупные точки) и их номера, а также границы ячеек. В – восстановленная южная часть профиля, на которой показаны домены с горизонтальной слоистостью, линии профиля, разрывы, стратиграфические границы и колонны осадков. Г – восстановленная северная часть профиля (продолжение)

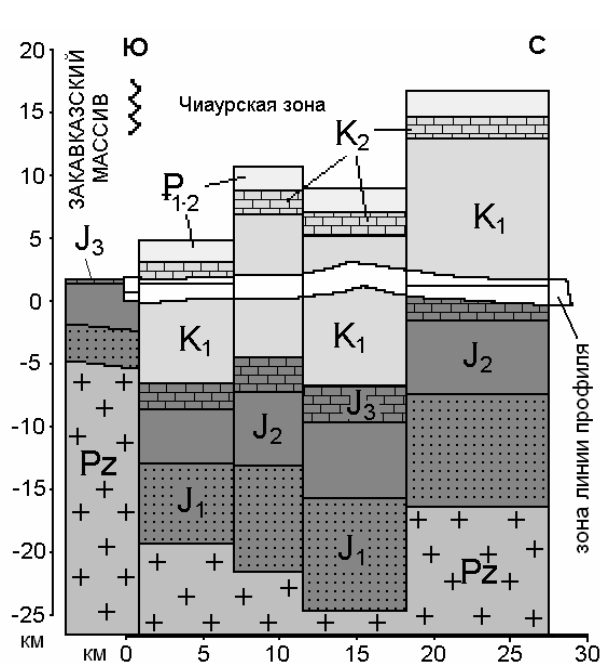


Рис. 20. Общая схема рельефа кровли фундамента для Закавказского массива (Гагро-Джавская тектоническая зона, рис. 16) и Чиаурской тектонической зоны. Время основной складчатости в Гагро-Джавской зоне – рубеж средней и поздней юры, в Чиаурской зоне – рубеж эоцена и олигоцена. Показаны положения основных стратиграфических подразделений (разный тон заливки и крап). Положения границ рассчитывались, исходя из 1) общей мощности чехла 13.5 км (ориентировочно), 2) указанных в тексте величин укорочения для структурных ячеек, 3) положения колонны осадков ячейки на линии профиля

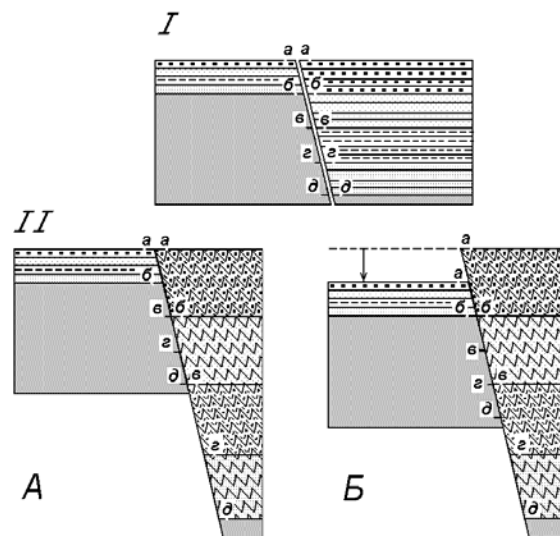


Рис. 21. Принципиальная схема соотношения структуры форланда – предгорного прогиба и хинтерланда – внутренней части складчатой системы. I – стадия осадконакопления, II – стадия складчатости, укорочение блока сопровождается соответствующим увеличением его вертикального размера. Слева от разлома показан стабильный блок, справа – складчатый блок. Показаны реперные уровни (от а-а до д-д), для конца первого этапа – без смещения. Для варианта II А складчатой стадии смещения отсутствует по реперу «а-а» (высокое положение стабильного блока, северо-западнее г. Джава, рис. 16). Для варианта II Б смещения отсутствуют по реперу «б-б» (погруженное положение стабильного блока, юго-восточнее г. Джава, рис. 16), по реперу «а-а» наблюдается локальный надвиг, (обычно ошибочно принимаемый за структуру регионального ранга)

Сочетание структур форланда (предгорных или межгорных прогибов) и смятых в линейные тесно сжатые мелкие складки мощных флишеидных толщ хинтерланда является достаточно распространенной ситуацией, для интерпретации которой обычно используется схема с пологими надвигами не только в форланде, но и в хинтерланде. Как было показано выше, возможно и другое, прямо противоположное объяснение. Работы по уточнению ситуации в разных районах могут дать существенные уточнения в геодинамические модели. Для более крупных объектов (уровень 6 – мегантиклинорий) данных о деформациях складчатых структур недостаточно для решения задачи построения геодинамической схемы. Характер изменений в структурах такого масштаба связан не только с геометрией геологических тел, но и с изменением их состава и плотности, поэтому без привлечения данных петрологии и геохимии численно описать механизмы формирования этих структур невозможно. Только в качестве гипотезы можно выдвинуть некоторые предположения о движущих силах, намечая возможные направления исследований.

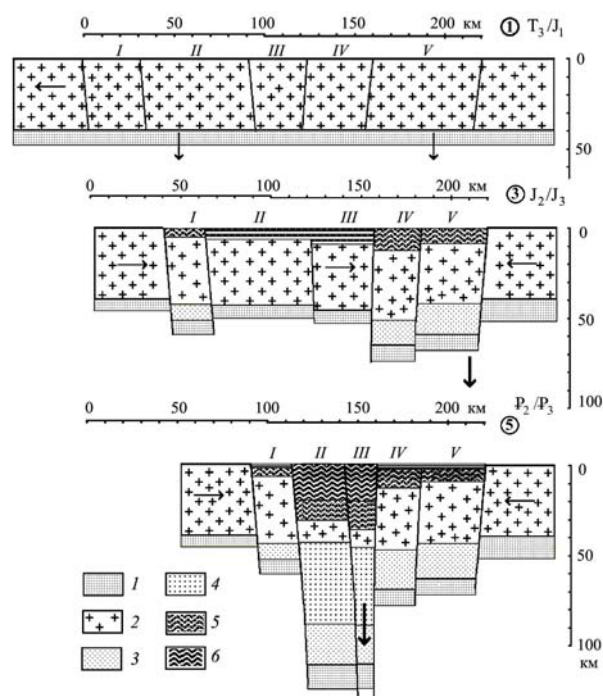
Рис. 22. Принципиальная схема развития структуры Большого Кавказа [Яковлев, 2008в] с соблюдением объемов пород и величин деформаций. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. Цифры в кружках – стадии развития, выборочно: 1 – начальные мощности коры и положения тектонических зон, 3 – результат первого эпизода складчатости на рубеже средней – поздней юры, 5 – результат основной складчатости на рубеже эоцена – олигоцена. Тектонические зоны: I – Гагро-Джавская, II – Чиаурская, III – Тфанская, IV – Шахдагская, V – Известняковый Дагестан

1 – исходная мантия; 2 – земная кора без осадочного слоя; 3, 4 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии: 3 – в период первого эпизода складчатости J_2/J_3 , 4 – в период основной складчатости Pg_2/Pg_3 ; 5 – отложения J_1 и J_2 ; 6 – отложения J_3 , K, Pg_1 , Pg_2

Общие выводы. Как показано в приведенных выше примерах, тектонофизические методы исследования многограновых структур линейной складчатости дают возможности:

- 1) получать надежные данные о механизмах формирования природных структур линейной складчатости на уровне кинематики деформационных процессов;
- 2) получать корректную информацию о величинах

Пример 6. Гипотетическая схема альпийского развития Большого Кавказа: коллизионная структура с внутренней активностью. Анализ совокупности относительно достоверной геометрии осадочного чехла и истории развития Большого Кавказа показал [Yakovlev, 2005b; Яковлев, 2006б; Яковлев, 2008в], что крутое положение основных разломов и найденные амплитуды укорочения всей структуры указывают на положение бывшей границы Мохо (исходные 40 км глубины на начало юры) примерно на глубине 90-110 км. Соответственно, необходимые преобразования пород коровых в мантийные могут быть основной причиной сначала конседиментационного погружения, затем «обрушения» с общим укорочением и складчатостью (рис. 22). Это согласуется с тем фактом, что собственно рост горного сооружения Большого Кавказа на современном этапе начался с существенной задержкой после основной складчатости. По этой гипотезе предлагается считать, что коллизионная структура Кавказа имеет внутренний источник тектонической активности.



нах деформации, а также выявлять общий характер доскладчатой и современной структуры всего осадочного чехла на пространствах в первые десятки километров и на глубины до 20-40 км;

- 3) получать информацию о возможности применения той или иной геодинамической схемы, а также об основных параметрах геодинамической модели, которая может быть предложена для конкретных районов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке в 2008 г. программой № 6 Отделения

наук о Земле РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Проблема происхождения складчатости (вступительные замечания) // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд. АН СССР. 1962. С. 3-8.
- Геологическая карта Кавказа. М-б 1:500 000. Гл. ред. Д.В. Наливкин. Л.: ВСЕГЕИ. 1976.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба. 1989. 61 с.
- Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94-106.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика): Учеб. Пособие // Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2004. 148 с.
- Расцветаев Л.М., Греков И.И., Компаниец М.А., Корсаков С.Г., Литовко Г.В., Письменный А.Н., Пруцкий Н.И., Трофименко Е.А., Энна Н.Л. Глубинное строение Большого Кавказа: содвиговая модель. // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Тез. докл. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «Гео». 2004. Т. 2. С. 100-103.
- Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л. Тектонофизика. // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.
- Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. № 3. С. 87-98.
- Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 5. С. 662-665.
- Трифонов В.Г., Додонов А.Е., Артюшков Е.В., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарицков А.А. Возрастание скорости новейшего горообразования в позднем плиоцене-квартере и его причины (на примере Центрального Тянь-Шаня) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2006. Т. 2. С. 315-319.
- Трифонов В.Г. Возраст и механизмы новейшего горообразования // Материалы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 349-353.
- Хаин В.Е. О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф.Л.Яковлева «Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)») // Геотектоника. 1987. № 4. С. 122-124.
- Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 316-320.
- Шолто В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра. 1978. 176 с.
- Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука. 1993. 192 с.
- Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа) // М.: ОИФЗ РАН. 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л. Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюлл. МОИПа, отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 7-15.
- Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 311-332.
- Яковлев Ф.Л. Механизмы образования линейной складчатости в структурах разного ранга – модели и природные примеры // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность. Новосибирск: 2003. С. 216-220.
- Яковлев Ф.Л. О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Материалы XXXIX тектонического совещания. М. ГЕОС. 2006а. Т. II. С. 411-415.
- Яковлев Ф.Л. Большой Кавказ – коллизийная структура с внутренней активностью (автореф. докл. 13.04.2004) // Бюлл. МОИПа, отд. геол. 2006б. Т. 81, вып. 1. С. 89-90.
- Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады Академии Наук. 2008а. Т. 422, № 3. С. 371-376.
- Яковлев Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования – первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Материалы XLI Тектони-

- ческого совещания. М.: ГЕОС. 2008б. Т. 2. С. 510-515.
- Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические Исследования. 2008в. Т. 9. № 1. С. 56-75.
- Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Изд. ИФЗ РАН. 2008г. С. 319-333.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. Пер. с польск. // М.: Недра. 1981. 245 с.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press. 1987. P. 308-700.
- Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J. & Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea. Marine and Petroleum Geology. 1996. 13(2). P. 195-223.
- Yakovlev F. Inclined zones of ductile simple shear in folded structures of the North-West Caucasus – comparison of natural data and model // Geophysical Research Abstracts. V. 7. 06236. 2005a.
- Yakovlev F. Prognosis of structure of the main boundaries for the Earth's crust based on data of deformations estimations in a folded Alpine sedimentary cover, the example of the Great Caucasus // Geophysical Research Abstracts. V. 7. 07160. 2005b
- Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures // Proceedings of VII International Interdisciplinary symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) «Regularity of structure and evolution of geospheres», Vladivostok, 20-25 September 2005. P. 66-69.
- Yakovlev F.L. Study of Comparative Roles of Thrusts and Normal Faults in the Collision Structure of the Greater Caucasus Based on Balanced Section of the Hinterland // Geophysical Research Abstracts, V. 8. 09201. 2006.
- Yakovlev F.; Sim L.; Marinin A. Tectonic paleostress fields and deformation state of nappe: comparison of theoretical models with natural data for elucidation of the formation mechanisms, example of Vorontsovsky overthrust (North-West Caucasus) // Geophysical Research Abstracts, V. 7. 07085. 2007.
- Yakovlev F. The construction of pre-folding, post-folding and recent stages of quasi-3D model for alpine sedimentary cover of North-West Caucasus basing on the hinterland folding geometry // Slov-Tec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava. 2008. P. 146-148.