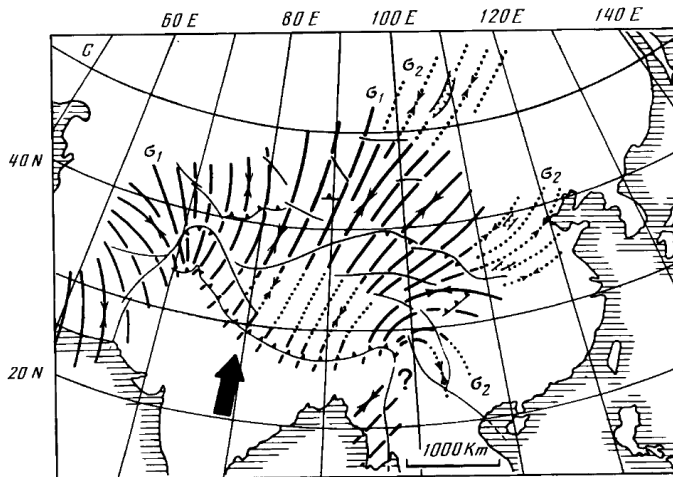


Раздел III

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ГЕОДИНАМИКИ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ



Поля напряжений и деформаций субвулканических тел и даек пермь-триасового возраста Приазовского блока УЩ и его сочленения с Донбассом

В.И. Алехин¹, В.А. Корчемагин²

¹ – Донецкий национальный технический университет, г. Донецк, vikalex07@rambler.ru

² – Донецкий национальный технический университет, г. Донецк, geolog@dgtu.donetsk.ua

Выполнены исследования деформаций и древних полей напряжений трахитов и андезитовых порфиров Восточного Приазовья и его сочленения с Донбассом. Исследованные трахиты относятся к Южно-Донбасскому магматическому комплексу пермского возраста. Андезиты входят в состав андезит-трахиандезитового магматического комплекса, формирование которого проходило на границе перми и триаса. Определения абсолютного возраста пород Южно-Донбасского магматического комплекса дают значения в 250–290 миллионов лет [1]. По литературным данным трахиты Южно-Донбасского магматического комплекса в виде обломков встречаются в базальных конгломератах верхнетриасовых отложений Новоазовского района [2]. В виде ксенолитов эти породы встречаются в более поздних образованиях андезит-трахиандезитового магматического комплекса [3]. Абсолютный возраст андезитов – 200–230 миллионов лет [1]. Эти породы образуют штоки и дайки, прорывающие породы докембрийского и палеозойского возраста. В устье балки Камышевахи (зона сочленения Донбасса с Приазовьем) андезиты секут трахиты Южно-Донбасского комплекса, их обломки обнаружены в песчаниках верхнего триаса [2].

Выходы даек трахитов в пределах Приазовского блока Украинского щита (УЩ) изучались в обнажениях вдоль реки Кальмиус и ее притоков в окрестностях сел Орловское, Зажиточное, Федоровка, Набережное, Капланы. На данной площади развиты многочисленные разрывные нарушения систем Октябрьской (СЗ простираение), Конкской (субширотное простираение) и Кальмиуской (СВ простираение) разломных зон. Здесь же расположена Кирилловская палеовулканическая структура герцинского возраста, сложенная породами Южно-Донбасского комплекса. Структура контролируется пересечением двух крупных разломных зон – Конкской и Октябрьской. В зоне сочленения Донбасса с Приазовьем аналогичные породы обследованы в обнажениях по рекам Мокрая Волноваха, Сухая Волноваха, балка Камышевахи и в карьере рудника Дальнего. Дайки и штоки трахитов здесь контролируются разрывами системы Южно-Донбасского глубинного разлома запад-северо-западного простираения и поперечными к нему разрывными нарушениями.

Обнажения штоков андезитов на площади Приазовского блока изучены в пределах Федоровской и Староигнатовской палеовулканических структур, расположенных в окрестностях сел Федоровка и Староигнатовка. Первая

структура прорывает метаморфические образования палеоархея. В региональном плане она приурочена к Центрально-Приазовской межблоковой зоне субмеридионального простирания. Староигнатовская палеовулканическая структура располагается в Восточно-Приазовский геоблоке в 8 км к югу от зоны сочленения Приазовского блока с Донбассом. Штоки андезитов здесь прорывают магматические образования палеопротерозоя. Тела и дайки трахитов и андезитов исследовались в обнажениях горных пород с определением минерального состава, элементов залегания, морфологии тел и даек. Детально исследовались в дайках и телах трещины и зеркала скольжения, характер контактов с вмещающими породами. Особое внимание уделялось проявлениям тектонических деформаций после внедрения этих образований во вмещающие породы. Данные полевых наблюдений обрабатывались с помощью комплекта программ ПЭВМ с построением роздиаграмм простираний, стереограмм систем трещин, стереограмм главных нормальных осей разновозрастных полей палеонапряжений. Реконструкция полей напряжений и полей суммарных хрупких деформаций субвулканических тел и даек проводилась с использованием тектонофизического метода кинематического анализа Гущенко [4].

Основные результаты исследований тел и даек трахитов следующие. В Приазовском мегаблоке наибольшее количество даек трахитов сосредоточено на площади пересечения трех разломных зон – Октябрьской (СЗ простирание), Конкской (субширотное простирание) и Кальмиуской (СВ простирание). Анализ простираний 30 даек показывает, что главной системой даек трахитов является система с СЗ простирания с крутым падением на юго-запад (угол падения – 75°). Второе место занимает система даек СВ простирания. Приведенные данные свидетельствуют о ведущей роли Октябрьского разлома в образовании даек трахитов и тектоно-магматической активизации этого древнего разлома в герцинский этап. Установлены и более молодые деформации даек, смещающие дайки и хорошо выраженные тектоническим рассланцеванием. Наиболее интенсивные деформации отмечены по системе разрывов СЗ простирания, где наблюдаются смещение зальбандов даек по типу правого сдвига. Локальные поля палеонапряжений трахитов характеризуются большим разнообразием в ориентировке осей напряжений и значений $\mu\sigma$. Анализ этих локальных полей позволил выделить среди них три наиболее выраженных типа – сдвиговое, сбросо-сдвиговое и взбросо-сдвиговое поле. На всех участках наиболее ярко выражено сдвиговое поле, с которым мы связываем формирование наиболее молодых деформаций площади. Это поле имеет ориентировку оси сжатия С–СВ, оси растяжения – В–ЮВ. Именно в этом поле могли формироваться правосторонние смещения зальбандов даек по системе разрывов Октябрьской разломной зоны СЗ простирания. С этими же деформациями связана молибденовая минерализация, которая обнаружена в одной из даек трахитов площади. Исследование трахитов в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем показывает, что штоки и дайки этих пород прорыва-

ют базальты девона и известняки нижнего карбона. Простираие даек трахитов – СЗ, субмеридиональное и СВ. В дайках отмечаются многочисленные зеркала скольжения, тектоническое рассланцевание. Выявлены разрывы СЗ простираия, которые пересекают штоки трахитов. Анализ локальных полей палеонапряжений в трахитах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем позволил на мезоуровне выделить два поля сдвигового типа. Наиболее четко проявлено сдвиговое поле с субширотной ориентировкой оси сжатия и субмеридиональной ориентировкой оси растяжения. Это поле наиболее молодое. В более древнем сдвиговом поле ось сжатия расположена субмеридионально, а ось растяжения ориентирована в широтном направлении. Второе поле хорошо проявлено и в базальтах девона. В отличие от трахитов более молодые андезиты деформированы в меньшей степени. В пределах Староигнатовской и Федоровской палеовулканических структур в андезитах отмечаются зоны тектонического рассланцевания СЗ и СВ простираия. Локальные поля палеонапряжений в андезитах характеризуются большим разнообразием в ориентировках осей напряжений. В отдельных телах фиксируется до трех разновозрастных полей. Анализ всех локальных полей палеонапряжений андезитов показывает, что и в пределах Приазовского блока, и в зоне его сочленения с Донбассом фиксируется взбросо-сдвиговый тип поля.

Литература

1. Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. Киев: Наукова думка. 1986. 192 с.
2. Чернов М.К., Семенова Е.В., Шаталов Н.Н. и др. Верхнетриасовые отложения Восточного Приазовья // Геологический журнал. 1981. Т. 41, № 3. С. 78-85.
3. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук. Думка. 1975. Ч 1. 255 с.
4. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.

Серпентинитовые массивы могут сохранять точную информацию о многофазной тектонической эволюции в сильнодеформированных поясах: пример Тайваня

Жак Анжелъе^{1,2}, Нао-Цу Чу^{1,3}, Франсуаза Бержерат^{1,4}, Жиан-Ченг Ли^{1,5}, Ру-Фей Чен^{1,5}, Чанг-Пай Чанг^{1,6}, Куо-Жен Чанг^{1,7}, Элизабет Нико⁴

¹ – Международная Лаборатория “АДЕПТ”, CNRS-NSC

² – Геосайенс Ажур и Океанологическая Лаборатория Виллефранса Унив. П. и М. Кюри, Виллефранс-Сюр-Мер, Франция

³ – Центральная Геологическая Служба, Тайбэй, Тайвань

⁴ – Университет П. и М. Кюри, Париж, Франция

⁵ – Институт наук о Земле, Китайская Академия, Тайбэй, Тайвань

⁶ – Центральный Национальный Университет, Чунгли, Тайвань;

⁷ – Национальный Технологический Тайбэйский Университет, Тайбэй, Тайвань

В метаморфическом поясе Юли на востоке Тайваня офиолитовые тела обеспечивают Тайвань нефритовым сырьем. Мы определили последовательность режимов палеонапряжений, используя метод инверсии смещений по сколовым трещинам [1, 2, 3]. Были использованы замеры более чем 1000 замеров ориентировок структурных данных, включая сдвиговые структуры, движения по трещинам, жилы отрыва и трещины кливажа. Поскольку син-тектонический рост кристаллов жильного заполнения является обычным явлением, направление сдвига хорошо фиксировалось, проводился анализ минералов для определения физических условий и состояния флюидов для всех главных событий.

Сжатие вкрест простириания Горного пояса Тайваня

Серпентинитовые тела хорошо сохранили свидетельства об эпизодах сжатия в позднем кайнозое Тайваньского орогена. Во многих местах были найдены ясные свидетельства сжатия (рис. 1) с простирианием по азимуту от 110 до 130°. Сдвиги являлись обычными, сбросы также были представлены.

Как дополнительные к этому главному полю сжатия, перпендикулярного к простирианию пояса, были определены три других поля сжатия, ориентировка которых менялась, от молодых к древним: (а) от юго-восток – северо-западного до юг – юго-восток – север – северо-запад; (b) восток – северо-восток – запад – юго-запад; (с) север – северо-восток – юг – юго-запад. Сжатие по направлению восток – северо-восток – запад – юго-запад является более древним или одновременным по сравнению с основным юго-восток – северо-западным сжатием. Частично оно также совпадает по времени со складкообразованием.

Растяжение и вывод на поверхность в горном поясе Тайваня

Наиболее важные действующие тектонические режимы, которые воздействовали на серпентиниты, включали сбросы и растяжение, с разделением их на несколько субрежимов. Растяжение в направлении север – северо-запад –

юг – юго-восток (рис. 2) и восток – северо-восток – запад – юго-запад привело к возникновению крупных сбросов. Примерно перпендикулярное растяжение является общим и противоречия в относительной хронологии скольжений показывают, что они развивались в процессе единого главного события.

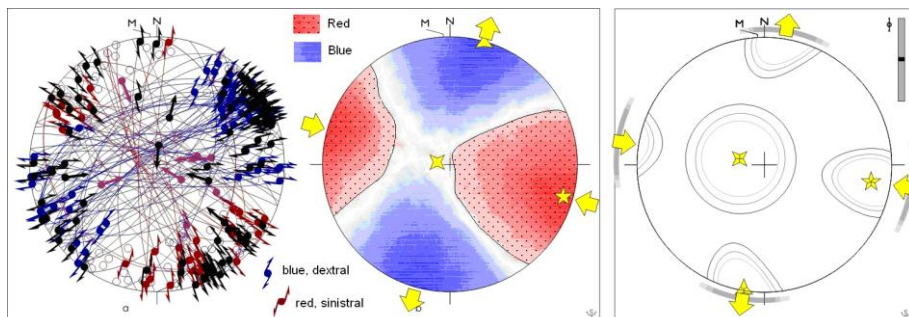


Рис. 1. Пример анализа данных по смещению в трещинах (Шихуа карьер, восточный Тайвань). Равноплощадная стереограмма Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. Слева: Движения по разломам показаны как тонкие линии для следов плоскостей и стрелками для векторов смещения (синие – для правого сдвига, красными для левого сдвига, фиолетовые – для надвига). В центре: стереограмма для использования метода «right dihedral» [4] (графическое решение ряда неравенств, накладывающих определенные ограничения на ориентировку главных осей поля напряжений), показывающие совместность доменов для сжатия и растяжения (белые пространства – равная вероятность сжатия и растяжения); желтые звезды и пары стрелок показывают ориентировку максимальной совместимости для сжатия (5-лучевая звездочка и сходящиеся стрелки) и растяжения (3-лучевая звездочка и расходящиеся стрелки). Справа: результат восстановления тензора напряжений [1, 2, 3]. 5-, 4- и 3-лучевые звездочки, соответственно: основные оси для максимального сжатия, промежуточного и минимального сжатия (с 60–75–90% эллипсами доверительности), пары стрелок показывают направления сжатия и растяжения (с азимутальной неопределенностью), линейка показывает величину отношения между разницей основных напряжений (0 – внизу, 1 – вверху).

Важна не только региональная составляющая этого события, обозначенная значимостью обычного сдвига и пластично-хрупкого сплющивания, важность событие также включает в себя высокую степень роста минералов, с развитием в основном волокнистых минералов (актинолит-тремолит, нефрит и др.). Многие сдвиговые поверхности (нормальные, сбросовые) показывают большое растяжение, пологое падение; они показывают связь с кливажем, образуя со сдвиговыми (сбросовыми) поверхностями типичный ромбический рисунок и сигмоидные структуры в разрезе. И наоборот, другие сбросы являются типичными хрупкими структурами, рассекая насквозь сдвиговые поверхности, ассоциированные с кливажем. Это структурное развитие решительно предполагает, что по меньшей мере важная часть этого режима

(сбросового) сдвигания преобладала во время поднятия и вывода на поверхность пояса Центрального Хребта.

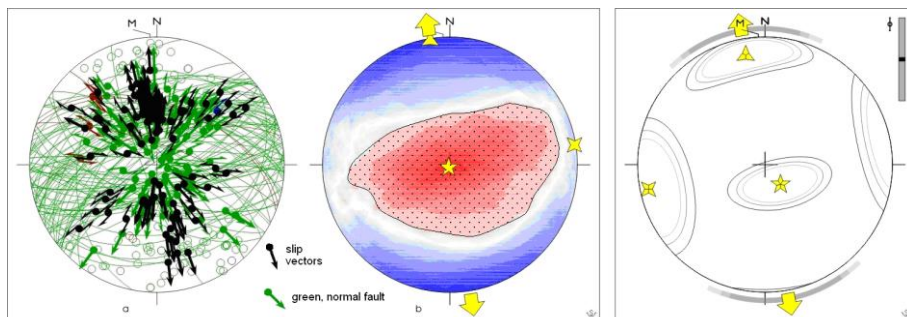


Рис. 2. Пример анализа данных по смещениям по трещинам в серпентинитах для основного растяжения и сбросового сдвигания. Слева: зеленые символы показывают поверхности сбросов и векторы смещения. Данные из карьера Шихуа около Джуисуи, восточный Тайвань. Условные знаки те же, что на рис. 1.

Поскольку они обладают исключительным свойством сохранять информацию о тектонических событиях, серпентиниты предоставляют исключительные возможности по расшифровке деформационной истории горных сооружений. Удивительным результатом является относительная концентрация деформации в этих массивах. В них существуют вращения, но, очевидно, для больших тел и для довольно однородного типа, поэтому изучению поля напряжений это не препятствует. В первом приближении идентифицируются две главные группы событий, хотя есть многочисленные суб-режимы и эволюция деформации была в действительности более сложной, чем было показано. Мы делаем заключение, что серпентиниты помогают обеспечивать нас детальными записями тектонической истории вследствие их высокой чувствительности к деформациям. Кроме этого, минералогическое изучение синтектонического роста кристаллов помогает определять пределы для физической и химической обстановки для каждого идентифицированного тектонического события.

Литература (метод реконструкции напряжений по смещениям в трещинах, см. оригинальный текст ниже):

(перевод – Ф.Л.Яковлев)

Serpentinite massifs may provide accurate records of polyphase tectonic evolution in highly deformed belts: an example in Taiwan

Jacques Angelier^{1,2}, Hao-Tsu Chu^{1,3}, Françoise Bergerat^{1,4}, Jian-Cheng Lee^{1,5}, Rou-Fei Chen^{1,5}, Chung-Pai Chang^{1,6}, Kuo-Jen Chang^{1,7}, Elisabeth Nicot⁴

¹ – International Laboratory “ADEPT”, CNRS-NSC, ² – Géosciences Azur & Institut Univ. de France, Oceanological Observatory of Villefranche, UPMC, Villefranche-sur-Mer, France, ³ – Central Geological Survey, Taipei, Taiwan, ⁴ – Université Pierre-et-Marie Curie, Jussieu, Paris ⁵ Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan, ⁶ – National Central University, Chungli, Taiwan, ⁷ – National Taipei University of Technology, Taipei, Taiwan

In the metamorphosed Yuli belt of eastern Taiwan, ophiolite bodies provided the Taiwan nephrite jade. We determined successive paleostress regimes using inversion of brittle data (Angelier, 1984, 1990, 1994). More than 1,000 structural measurements have been done, including shear structures, fault slips, tension veins and fracture cleavages. As syn-tectonic crystal growth is common, the senses of shear are clearly observable and a mineral analysis is being carried out to determine the physical condition and fluid status for each major event.

Compressions across the Taiwan Mountain Belt

The serpentinite bodies have well recorded compressive events of the Late Cenozoic compression of the Taiwan belt. At many sites, clear evidence of SE-NW to ESE-WNW compression (Fig. 1), ranging from 130 to 110 in azimuth (in degrees), was found. Strike-slip faults are common, reverse faults are also present. The brittle deformation regime prevails.

In addition to this major, belt-perpendicular compression, three other compressions are identified, which trend from youngest to oldest (a) SE-NW to SSE-NNW, (b) ENE-WSW and (c) NNE-SSW. The ENE-WSW compression is older than or contemporaneous with the major SE-NW compression; it is also partly contemporaneous with folding.

Extension and exhumation of the Taiwan Mountain Belt

The most important tectonic regime that affected the serpentinites involved normal faulting and extension, with several sub-regimes. Extensions NNW-SSE (Fig. 2) and ENE-WSW have produced large normal faults. Sub-perpendicular extensions are common and contradictory relative chronologies of slips indicate that they developed during a single major event.

Not only is the regional importance of this event indicated by the importance of normal shear and ductile-to-brittle flattening, it also involves high levels of mineral growth, with major development of fibrous minerals (actinolite-tremolite, nephrite, etc). Many normal shear surfaces show large extent, shallow dips and they are associated with a cleavage forming with the shear surfaces typical lozenge patterns and sigmoid structures in cross-section. In contrast, other normal faults are typically brittle structures cutting through the cleavage-associated shear surfaces. This

structural development strongly suggests that at least an important part of this normal shear regime prevailed during the exhumation of the Central Range belt.

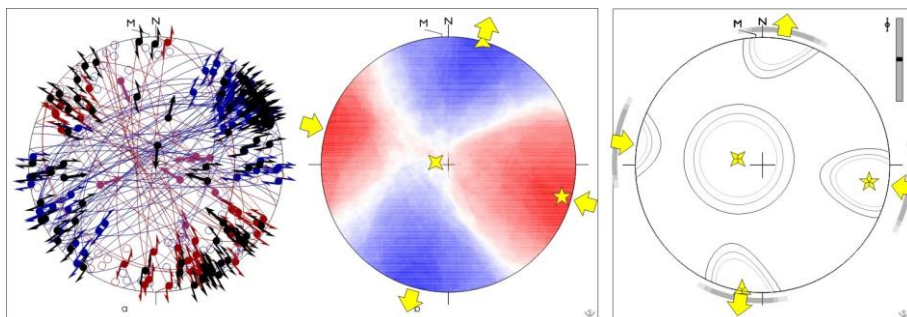


Fig. 1. – Example of fault slip data analysis in serpentinites. Shihua quarry, eastern Taiwan. Schmidt's (equal-area) projection of lower hemisphere. On left: fault slip shown as thin lines for fault planes and arrows for slip vectors (blue for dextral, red for sinistral, violet for reverse). Central stereoplot, application of the right dihedral method (Angelier and Mechler 1977), showing the compatibility domains for pressure and tension (blank for equal probability of pressure and tension); yellow stars and pairs of arrows indicate the orientations of directions of maximum compatibility for pressure (5-branch star and convergent arrows) and tension (3-branch star and divergent arrows). On right, result of stress tensor inversion (Angelier, 1984, 1990, 1994). 5-, 4- and 3-branch stars: principal axes for maximum compressive stress, intermediate stress and minimum stress respectively (with 60-75-90% confidence ellipses), pairs of arrows show directions of compression and extension (with azimuthal uncertainties) and the bar indicates the value of the ratio between principal stress differences (0 at base, 1 at top).

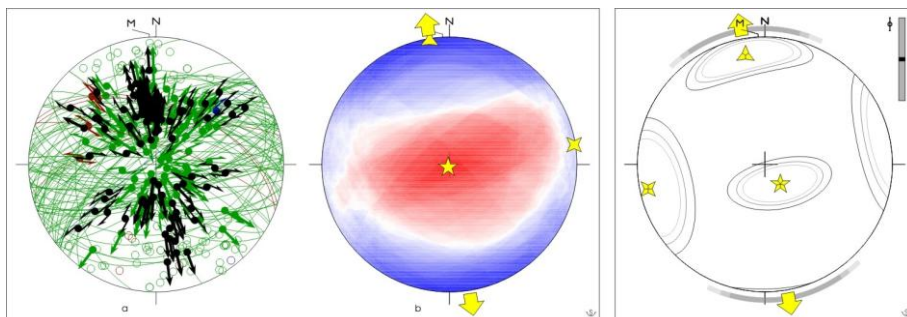


Fig. 2. Example of fault slip data analysis in serpentinites, for major extension and normal shear. On left, symbols in green indicate normal fault surfaces and slip vectors. Data from Shihua quarry near Juisui, eastern Taiwan. Same caption as for Fig. 1.

Because of their exceptional capacity to record tectonic events, the serpentinites provide excellent opportunity to decipher the deformation history of a mountain belt. A surprising result is the relative consistency of the deformation in these rock masses. Rotations exist, but apparently affect large bodies in a rather homogeneous

manner and thus do not preclude stress tensor analysis. In the first approximation, two main groups of tectonic events are easily identified, although sub-regimes are numerous and the evolution of the deformation was actually more complex than that indicated below. We conclude that serpentinites help providing detailed records of the tectonic history, as a consequence of their high sensitivity to deformation. Moreover, mineralogical studies of syn-tectonic crystal growth help constraining the physical and chemical environment of each identified tectonic event.

References

1. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N°B7. P. 5835-5848.
2. Angelier J. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical mean // Geophys. J. 1990. Int. V. 103, P. 363-376.
3. Angelier J. Failles, non-failles et structures de pression/tension dans l'inversion des données de tectonique cassante en termes de tenseur des contraintes // Bull. Soc. géol. Fr. 1994. V. 165, N 3. P. 211-219.
4. Angelier J., Mechler P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits // Bull. Soc. géol. Fr. 1977. (7), XIX, 6, p. 1309-1318..

Дизъюнктивно-пликативные поперечные структуры Западного Узбекистана: их выделение и роль в домезозойской геологии региона

Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев

ОАО «Узбекгеофизика», г. Ташкент, Узбекистан, oleg-p-m@yandex.ru

Разрывные нарушения являют собой геологические объекты, интерес к которым постоянно возрастает. Это объясняется, прежде всего, их влиянием на геологические процессы, происходящие в земной коре. Разломы – это класс геологических структур, отличающихся друг от друга морфологией, возрастом, ориентацией, глубиной проникновения, длительностью обновления, ролью в развитии смежных блоков земной коры и др. Нередко разломы сопровождаются не только участками с хрупкими деформациями, но и пластическими смещениями отдельных слоев без разрыва по латерали. Анализ простирания региональных и глубинных разломов многочисленными исследователями Средней Азии показал, что в Узбекистане широко развиты системы разрывных нарушений северо-западного и субширотного простирания, в меньшей степени – субмеридионального и северо-восточного направлений, а также север – северо-западного и восток – северо-восточного простирания. Тектонические нарушения северо-восточного простирания, представляются нами как наименее изученные в своем классе и их роль в истории геологического развития региона до сих пор не оценена в должной мере. Отдельные нарушения северо-восточного направления выделялись уже в начале 60-х годов. Попытки обобщить и упорядочить по ним информацию были предприняты М.А. Амеджановым, О.М. Борисовым, И.А. Фузайловым [1, 5]. Высказано предположение, что, они представляют собой погребенные разломы фундамента, развивавшиеся одновременно с процессами осадконакопления и не всегда отображающиеся на поверхности дизъюнктивами или флексурами, но обуславливающих ряд различий в разделяемых ими блоках. А.К. Бухарин и др. [3] выделяют на территории Средней Азии домезозойские консидиментационные поперечные структуры, ограниченные глубинными разломами. Предположено об определенном соответствии этих структур аналогичным структурам Урала; сделан вывод, что, они относятся к типу длительно развивающихся глубинных разломов, поперечных к общему простиранию Урало-Тяньшаньского подвижного пояса, функционировавшими в течение всей палеозойской эры. Отождествлены они с древними трансформными разломами. Накопившейся геолого-геофизический материал о глубинном строении Западного Узбекистана позволяет с определенной долей уверенности утверждать, что северо-восточные разломы, по-видимому, являются не только одними из наиболее древних тектонических структур данного класса (возраст заложения вероятнее всего – рифейский), но и наи-

более долгоживущих – активны и по настоящее время. О современной тектонической активности свидетельствует распределение очагов землетрясений, проявившихся в зоне их влияния, хорошая корреляция с данными о скоростях современных вертикальных движений, а также временные разрезы ОГТ. Всего по различным специфическим признакам, выделено 11 основных зон, которые трактуются нами, как флексурно-разрывные зоны (ФРЗ), пересекающих всю рассматриваемую территорию в северо-восточном направлении. Области, заключенные между этими ФРЗ, характеризуются существенно различным видом и характером полей (ΔT) и силы тяжести (преобладающей ориентацией и простиранием аномалий, их абсолютными величинами, знаками, взаимным расположением аномалий в плане и некоторыми другими признаками). Эти структуры, в сочетании с межзональными разломами, формируют определенную блоковую картину региона, каждый из которых отличается строением, историей геолого-тектонического развития, минерацией и др. Рассматривая отражения дизъюнктивно-пликативных структур в магнитном и гравитационном полях необходимо отметить, что большинство из них достаточно уверенно трассируются и за пределами Западного Узбекистана – на севере до хребта Большой Каратау, а на юге – до Копетдага. Для определения времени заложения указанных ФРЗ необходимо проследить их отображение в рельефе поверхности фундамента. Учитывая, что фундамент на территории Западного Узбекистана гетерогенный – от AR-PR₁ – рифейского до герцинского, то следует ожидать, что проявление их в его структуре будет различным [4]. Анализ карт показывает, что рассмотренные структуры северо-восточного простирания по поверхности кристаллического фундамента представляют собой ФРЗ, по которым кровля фундамента постепенно (ступенчато) изменяет свое гипсометрическое положение, при этом внутри выделяемых блоков фиксируются отдельные, иногда весьма крупные, поднятия и прогибы. Таким образом, можно предположить, что рассмотренные структуры были заложены либо еще до окончания формирования фундамента (кристаллического основания), либо на заключительных стадиях, так как они разделяют его на геологические блоки, различающиеся не только морфо-структурным строением поверхности, но и особенностями внутреннего строения, петрофизическими параметрами слагающих фундамент пород. По поверхности герцинского фундамента прослеживание указанных ФРЗ не столь явное. Амплитуда движений во многом сnivelирована. Трассирование проведено по зонам контактов морфоструктур, а также распределению магматогенных объектов и различиях в вещественном составе пород фундамента. Одним из важнейших показателей глубины проникновения разрывных нарушений в земную кору может служить характер распределения средневзвешенной плотности земной коры. Их сопоставление показало, что между ними имеются определенные зависимости. В частности к ним приурочены локальные аномалии средней плотности. Нередко осевые части ФРЗ расположены вблизи области смены знака аномалий средней плотности. Кар-

тины аналогичного вида наблюдаются практически везде в пределах рассмотренной территории Западного Узбекистана. Учитывая, что на схеме средневзвешенной плотности земной коры обобщены особенности строения именно всей консолидированной коры вплоть до поверхности Мохо, то естественно предположить, что выделенные дизъюнктивно-пликативные структуры проникают, по-видимому, вплоть до поверхности Мохо, контролируя строение геоблоков по всему разрезу. Разделяемые ими блоки отчетливо различаются по характеру выявленных в их пределах месторождений как рудного, так и углеводородного сырья. Одной из основных следует считать зону VIII, прослеживаемую к юго-востоку от Бухары. Все месторождения (в пределах Бухаро-Хивинского региона), расположенные северозападнее нее – газовые и газоконденсатные, с практически полным отсутствием нефтяной составляющей. Исключения составляют мелкие по запасам нефтяные месторождения Муллахол и Караулбазар, а также нефтяная оторочка на Газли. Месторождения, расположенные к юго-востоку от зоны VIII практически все сложные по составу: газовые, газоконденсатные, нефтегазоконденсатные, нефтяные. Большинство содержит нефтяную составляющую. Внутри каждого из блоков месторождений УВ отличаются размерами ловушек, их формой, расположением, запасами. Из общих закономерностей следует подчеркнуть одну: все наиболее крупные и уникальные по запасам месторождения, как УВ сырья, так и рудные, тяготеют к осевым частям этих флексурно-разрывных зон – это Газли, Шуртан, Доулетабад-Донмез, Шатлык (углеводородные), Мурунтау (золото), Джезказган (медные руды), Мынкудук, Инкай (уран). При этом Газли и Мурунтау располагаются в пределах одной флексурно-разрывной зоны.

Литература

1. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Изд. ФАН. 1967. Т. 1. 162 с.
2. Бабаджанов Т.Л., Мордвинцев О.П. Особенности строения земной коры Юго-Западного Узбекистана // *Geologiya va mineral resurslar*. 2001. № 4. С. 42-46.
3. Бухарин К.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др., Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука. 1989. 152 с.
4. Мордвинцев О.П. Особенности строения структурной поверхности фундамента Бухарской нефтегазоносной области по геофизическим данным // *Узбекский журнал нефти и газа*. 2002. № 3. С. 9-10.
5. Фузайлов И.А. Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Ташкент: Изд. ФАН. 1975. 144 с.

Количественная оценка деформаций и особенности микроструктур метаморфизованных пород конттиосарской свиты (Северное Приладожье, Россия)

О.А. Барулева, О.М. Пупков

Санкт-Петербургский государственный Университет, г. Санкт-Петербург, barul@inbox.ru

В работе представлены результаты стрейн-анализа метаморфизованных обломочных пород (сланцев) и показана зависимость параметров эллипсоида деформации от размера индикаторов деформации и типов обломочных пород.

Район исследований расположен в Северо-Ладужской структурно-формационной зоне (СФЗ), расположенной в области сочленения архейского Карельского кратона и нижнепротерозойского свекофеннского складчатого пояса. Характерными особенностями Северо-Ладужской СФЗ являются наличие купольно-глыбовых выступов архейского фундамента, окаймлённых нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами. Выше по разрезу залегают выполняющие межкупольное пространство метатурбидитные породы ладожской серии. Супракрустальные образования исследуемого района претерпели зональный региональный метаморфизм фации средних давлений, интенсивность которого закономерно возрастает с северо-востока (от края Карельского картона) на юго-запад, от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Возрастной интервал зонального регионального метаморфизма оценен по интервалу становления ранне- и синорогенных интрузивных комплексов и составляет 1900–1870 млн. лет, причем данный интервал включает и возраст регрессивной стадии зонального метаморфизма в Северо-Ладужской СФЗ [2].

Количественные параметры внутрислойной конечной деформации определялись для пород конттиосарской свиты ладожской серии. Исследуемый участок расположен на северо-восточном крыле Янисъярвинской синклинальной структуры северо-западного простираения. Структура является обрамляющей для Карельского кратона, а метаморфизованные породы конттиосарской свиты частично примыкают к архейскому основанию и расположены в зоне зеленосланцевого метаморфизма. Ориентированные образцы отбирались поперёк о. Конттиосари, на котором обнажается нижняя часть стратотипического разреза одноимённой свиты. Общая длина профиля составляет около 100 м, он представлен согласно сменяющимися породами: графитсодержащими кварц-биотитовыми сланцами, кварцитами, кварц-биотитовыми сланцами, метаконгломератами и метагравелитами. Все породы разреза круто ($< 70\text{--}85^\circ$) падают на ЮЗ (195°). Для стрейн-анализа было изготовлено 12 шлифов, по два на каждый образец. Шлифы были ориентированы субперпендикулярно плоскостям сланцеватости, параллельно и перпендику-

лярно минеральной линейности. Шлифы фотографировались цифровой камерой, далее цифровое изображение обрабатывалось в программе ImageJ. С помощью специальных макросов для метода NFry в программе ImageJ были вычислены параметры эллипса деформации [4]. Параметры стрейн-индикаторов (обломочных кварцевых зёрен псаммитовой, а для графитсодержащих биотитовых сланцев и алевритовой размерности) автоматически записывались в программе ImageJ и были использованы для оценки деформации методом R_f/ϕ' [3]. Количество объектов в каждом шлифе составляло 150–200 шт. Для исследуемых пород были вычислены следующие параметры эллипсоида деформации: осевые отношения, пространственная ориентировка осей, коэффициент Флинна и параметр Лоде (Флинна).

Стрейн-анализ выявил следующие особенности деформации пород контиосарской свиты. Ориентировка главных осей эллипсоида деформации для всех шести образцов остаётся выдержанной: оси удлинения субвертикальны (аз. погр. 198° , $< 70^\circ$) и расположены вдоль падения сланцеватости, оси укорочения субгоризонтальны (15, 10), субперпендикулярны сланцеватости и границе Карельского кратона, промежуточные оси расположены субгоризонтально вдоль плоскостей сланцеватости (297, 0). Тип эллипсоида деформации для большинства пород (метагравелиты, метаконгломераты, кварциты и сланцы) соответствует вытянутому вдоль оси X эллипсоиду ($-0.84 \geq v > -0.39$, где v – параметр Лоде, характеризующий форму эллипсоида). Исключение составляют графитсодержащие сланцы, в которых тип эллипсоида деформации – сплюснутый вдоль оси Z эллипсоид ($v \geq 0.38$). Величина полной девиаторной деформации (E_d) принимает наименьшие (0.16–0.29) значения для грубообломочных пород (метагравелиты, метаконгломераты) и наибольшие (0.58–0.94) для мелкозернистых графитсодержащих пород кварцитов и сланцев. Субпараллельное расположение плоскости XY эллипсоида деформации к сланцеватости, вытянутые вдоль оси X эллипсоиды деформации для монотонно залегающих пород и сплюснутый тип эллипсоида деформации в контактовой зоне рассланцевания (разлома) отмечались для метаморфизованных пород Северного Приладожья и другими исследователями [1].

Использование двух методов стрейн-анализа (NFry и R_f/ϕ') позволило оценить особенности деформации пород различного гранулометрического состава при развитии межзернового кливажа (выявляемого для исследуемых пород только микроскопически). Таким образом, величины деформации, вычисленные методом R_f/ϕ' (по форме стрейн-индикаторов) значительно ниже, чем получаемые методом NFry (по взаимному расположению центров стрейн-индикаторов), что, безусловно, подтверждает процессы растворения под давлением при развитии межзернового кливажа. Однако это справедливо только для мелко-, среднезернистых пород, в грубообломочных породах наблюдается обратное соотношение величин, что может быть объяснено переотложением вещества в тенях давления преимущественно возле крупных обломков метагравелитов и метаконгломератов («тени» давления выполнен-

ные тем же веществом, что и в обломке, при стрейн-анализе включались в единый объект). Раздельный стрейн-анализ алевритовой и псаммитовой размерности обломков для одного типа пород (графитсодержащие сланцы) выявил, что различия выражены только в ориентировке осей эллипсоида деформации. Таким образом, что ось эллипсоида деформации для зёрен псаммитовой размерности параллельна плоскости кливажа, а ось эллипсоида деформации для алевритовой размерности лежит в плоскости сланцеватости, ориентированной под острым (10–20°) углом к кливажу. Представленные результаты объясняются нами следующим образом. Зёрна алевритовой размерности при деформации были более пластичны и из-за вытянутых пластинок биотита вдоль сланцеватости они не испытывали вращения. Зерна псаммитовой размерности наоборот испытывали хрупко-пластичные деформации (в тенях давления наблюдаются микрообломки зёрен) и «вращение» до совпадения плоскости ХУ эллипсоида деформации с плоскостью кливажа.

Представленные результаты подтвердили сложность процесса деформации метаморфизованных обломочных пород (сланцев) Северного Приладожья и неоднозначность оценок деформации, без учёта размеров стрейн-индикаторов. Нами представляется, что для метаморфизованных обломочных пород необходимо проводить стрейн-анализ раздельно, используя индикаторы деформации различной величины даже в одном типе пород, так как процессы деформации для них существенно отличаются.

Литература

1. Войтенко В.Н. Конкреционные образования – стрейн-индикаторы? (на примере Северо – западного Приладожья, Россия) // Материалы V Всероссийской петрографической конференции “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: Изд. ТГУ. 2005. С. 310-317.
2. Геология и петрология свекофеннид Приладожья.-СПб.: Изд. СПб. Ун-та. 2000. 196 с.
3. Chew D.M. An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/ϕ' technique // Computers & Geosciences. 2003. No. 29 (6). P. 795-799.
4. Waldron John W.F., Wallace K.D. Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis // Journal of Structural Geology. 2007. V. 29, Iss. 9. P. 1430-1444.

Трещиноватость Украинских Внешних Карпат и их форланда – индикаторы палеонапряжений

И.Н. Бубняк¹, А.Н. Бубняк²

¹ – Львовский национальный университет, г. Львов, ibubniak@yahoo.com

² – MND Ukraine, г. Киев, andrewibubniak@yahoo.com

Напряжения в земной коре играют существенную роль при формировании ее структуры и соответственно влияют на формирование залежей различных полезных ископаемых. При этом влияние напряжений имеет двойкий характер – конструктивный и деструктивный. Деструктивный заключается в уничтожении уже сформировавшихся залежей, особенно это касается углеводородов.

Здесь мы представляем результаты изучения палеонапряжений в пределах Внешних Украинских Карпат и их форланда, которые базируются на интерпретации трещин и мезоструктур (небольших разломов со смещениями, складок, стилолитовых швов и др.). Полевые исследования были проведены во всех тектонических единицах Внешних Украинских Карпат, которые сложены серией покровов надвинутых один на другой на протяжении нескольких фаз складчатости в миоценовое время. Покровы первого порядка усложнены надвигами и складками. Стратиграфическое выполнение представлено флишевыми (мел-палеоген) и молассовыми (миоцен) отложениями.

В работе понятие трещина рассматривается как нарушение сплошности горных пород без видимого смещения. В поле применялась стандартная техника описания трещин: измерение азимута и угла падения, указание морфологических особенностей, минеральное выполнение. Особое внимание уделялось изучению взаимного пересечения различных систем трещин. Классификация трещин базируется на их отношении к региональным структурам.

Анализируемые трещины в своем большинстве относятся к катетальным т.е. они перпендикулярны напластованию. Все трещины могут быть разделены на несколько систем. Наиболее полно представлены перпендикулярные к простиранию трещины. Они составляют две системы. Первая образует сопряженную систему трещин, биссектриса острого угла между которыми перпендикулярна осям складок. Вторая менее распространенная перпендикулярная простиранию осей складок. Третья состоит из двух систем параллельных или субпараллельных осям складок (структур). Распределение трещин характеризуется выдержанным положением относительно региональных структур. Палеонапряжения, в основном, были получены на основании сколовых трещин. Обработка данных производилась с использованием программы Stereonett. В разных крыльях складок (структур) производилась ротация трещин для приведения их в одинаковое положение –

горизонтальное. Это позволило высказать предположение, что сколовые трещины образовались в начальный этап складкообразования. Об этом также свидетельствуют статистические обработки данных трещиноватости с использованием методики Вудкока. Ось максимального напряжения в Украинских Карпатах изменяет свое положение от северо-восточного в северо-западной части до восточного и юго-восточного в центральной и юго-восточной частях соответственно. Более сложная картина палеонапряжений установлена во внутренних частях Внутренних Украинских Карпат. Она, по-видимому, связана с проявлением древних фаз складчатостей. Для получения детальной картины палеонапряжений нами изучались соотношения между различными мезоструктурами. Их кинематический анализ позволил выделить несколько этапов формирования полей палеонапряжений, их характеристику (ориентация главных осей палеонапряжений, их линейное соотношение). Наиболее раннее поле напряжений связано с надвигообразованием в северо-восточном направлении, следующее в относительной хронологии характеризует сдвигообразование в том же направлении, следующее описывает перемещения надвигового типа в северо-западном и северном направлениях. Самое молодое поле характеризуется разноориентированными структурами растяжения, которое повязывается нами с гравитационным распадом орогена на современном этапе развития территории.

К вопросу о механизме образования складчатой структуры Большого Кавказа

Т.В. Гиоргобиани

Институт геологии, г. Тбилиси, Грузия, geolog@gw.acnet.ge

Представления о механизме формирования альпийской складчатой структуры мегантиклинория Большого Кавказа (БК) достаточно разноречивы и все еще вызывают острые дискуссии. Причиной разнообразия взглядов является то, что происхождение складчатости БК в основном объясняется с двух противоположных позиций – фиксистской и мобилистской. Сторонники фиксистской модели считают, что складчатая структура БК возникла при вертикальных тектонических движениях, обусловленных процессами глубинного диапиризма или адвекции. В настоящее время более распространены мобилистские модели, предусматривающие образование складчатости БК в результате действия горизонтальных напряжений. Существуют представления, по которым процесс складкообразования в регионе объясняется двухсторонним боковым тангенциальным сжатием или поддвиговыми усилиями, действовавшими в краевых частях мегантиклинория. Предложена также модель, доказывающая возникновения складчатой структуры БК комбинацией механизмов адвекции и горизонтального сокращения. Вместе с тем большинство исследователей предполагают формирование складчатости рассматриваемого региона тангенциальными силами, вызванными поддвиганием Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ) под БК.

Однако вышеперечисленные модели генезиса складчатости БК не объясняют все особенности морфологии современной складчатой структуры мегантиклинория. Причиной этого является то, что они основаны главным образом на анализе материалов только отдельных сегментов БК или даже их частей, что для установления генезиса всей складчатой структуры региона явно недостаточно. При этом не учитываются самые важнейшие ее черты, имеющие решающее значение при определении механизма формирования складчатости БК.

Решение этого вопроса требовало проведения региональных детальных исследований всей складчатой структуры БК. Многолетние специальные геолого-структурные исследования Северо-Западного (СЗ), Центрального (Ц) и Восточного (В) Кавказа, а также анализ существующего литературного материала по Юго-Восточному (ЮВ) Кавказу, дали возможность установить отсутствие в пределах мегантиклинория типичной для поддвиговых, содвиговых и адвекционных зон морфологии структур, что указывает на другой механизм образования складчатости БК.

Характерной чертой складчатой структуры БК является проявление морфологической неоднородности как вкрест, так и в продольном направлениях

мегантиклинория. Поперечная изменчивость морфологии складчатости представляет важную особенность альпийской структуры региона. Она выражена в асимметричной латеральной зональности его главной крутоставленной и южной моновергентной складчатой структуры, в общем, северо-западного простирания. Наиболее четко структурная зональность наблюдается в пределах СЗ Кавказа в малым-эоценовой флишевой толще, которая занимает большую часть этого сегмента. Зональность выражена в последовательной смене в поперечном сечении региона, с юго-запада на северо-восток, интенсивной линейной сильно сжатой складчатости линейной умеренной гребневидной; а затем — слабо вытянутыми брахиморфными складками, переходящими, в свою очередь, в полого наклоненную на северо-восток моноклиналь. Уменьшение интенсивности складчатости в том же направлении отмечается также в ниже-среднеюрском этаже в пределах Гойтхского антиклинория. Происхождение латеральной структурной зональности БК связано с боковым односторонним северо-восточным сжатием, возникаем в результате придвигания и прижатия к нему с юго-запада ЧЗМ. Зональная складчатая структура, которая служит важнейшим свидетельством условий ее формирования, очевидно, представляла главную складчатость и была одновременно развита по всему БК, в каждом его сегменте. Однако сохранилось она лишь в пределах СЗ Кавказа, который меньше всех в регионе осложнен коллизийными движениями.

Продольная неоднородность морфологии складчатости вызвана нарушением ранней латеральной зональности в пределах Ц., В. и ЮВ Кавказа, которые претерпели сильные поперечные новейшие деформации. Морфологическая неравномерность (не идентичность) складчатости по простиранию обусловлена наложением в указанных сегментах БК на первичную линейную складчатую структуру северо-восточного простирания субмеридионального горизонтального сжатия. В результате такой деформации произошло «дожигание» ранней линейной складчатости так, что в современной структуре почти полностью исчезла первичная зональность, которая осталась лишь в виде отдельных фрагментов. Места развития зон с различной интенсивностью складчатости сейчас занимают преобразованные складчатые структуры, представленные другими морфологическими типами: интерференционная складчатость, крутошарнирные горизонтальные складки и флексуры, покровно-складчатые и покровно-надвиговые (поддвиговые) структуры, линейные складки субширотного направления. Характерной особенностью этих новых образований является их локальное, поперечное к БК развитие, что обусловлено неравномерным воздействием отдельных блоков ЧЗМ (шолей и наноплит) на складчатую систему БК.

В структурной эволюции и в формировании современной складчатой структуры БК выделяется два главных этапа. На первом этапе, включающем ранне-среднеальпийскую и раннеорогенную стадии, в результате последовательного проявления предкелловейской (батской), пиринейской, штирийской

и аттической фаз складчатости была сформирована основная линейная зональная складчатая структура региона. Образование складчатости было обусловлено придвиганием и прижатием ЧЗМ к окраинному морю БК вкрест его простирания в северо-восточном направлении. В процессе деформации выполняющие осадочный бассейн литифицированные толщи испытывали одностороннее продольное сжатие, вызывающее в них образование зональной складчатости. Фактору спада складкообразующих усилий к северу обязана своим происхождением зональность складчатой структуры. В процессе складкообразования горизонтальное перемещение на юго-запад и встречное движение Скифской платформы к ЧЗМ исключается в связи с очень слабой деформированностью северного крыла мегантиклинория БК.

В начале второго новейшего коллизионного этапа, охватывающего период поздний миоцен-антропоген, произошла смена ориентировки горизонтального сжатия региона с северо-восточного на субмеридиональное. В процессе деформации, проявившиеся в роданской и постплиоценовых фазах складчатости ЧЗМ был расчленен долготными разломами на отдельные поперечные разновеликие блоки—шолы и наноплиты. Последние, а не целостный ЧЗМ, самостоятельно по отдельности воздействовали на складчатую систему БК. Это вызывало косое тангенциальное сжатие и деформации прилегающих к блокам участков линейной складчатой системы БК. В результате такой интерференции в пределах БК локально возникли вышеназванные преобразованные и вновь сформированные структуры, которую изменили ранее однообразную первичную складчатость, морфогенетические типы которых определяется от кинематики воздействия блоков ЧЗМ на БК. При придвигании шолей и наноплит к складчатой системе образуются интерференционная складчатость и разнопорядковые складки субширотного направления, в случае вдвигания блоков в структуру БК формируются горизонтальные складки и флексуры, в процессе пододвигания их, а также краевой Г-Д зоны под БК возникают покровно-надвиговые и поддвиговые складчатые структуры.

Таким образом, современная полигенная складчатая структура региона образовалась в результате последовательного проявления механизма придвигания ЧЗМ и его отдельных блоков к БК, под действием возникающего при этом одностороннего северо-восточного горизонтального регионального (давление) и локального поперечного субмеридионального сжатия.

К построению шкалы деформационных событий Камчатки на основе реконструкции ориентировок осей тензора напряжений

В.В. Гончар

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина, gonchar@igph.kiev.ua

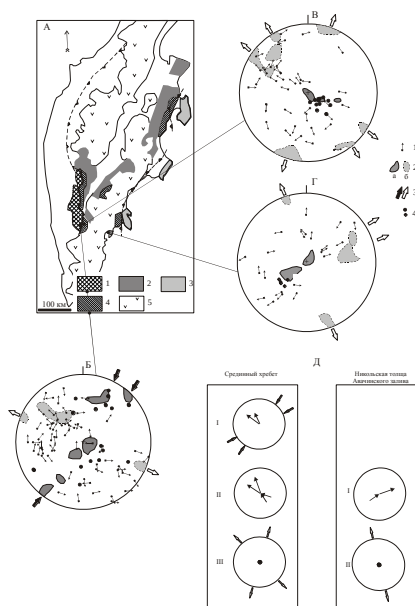
Разработанный О.И. Гущенко в середине 70-х годов прошлого века кинематический метод реконструкции ориентировок осей тензора напряжений [5] оказался наиболее эффективным в изучении и картировании полей тектонических напряжений в фанерозойских подвижных поясах. Проблема выделения на основе совокупности данных о смещениях в районах со сложным и неоднократным деформированием разновозрастных этапов деформаций, как показал опыт [2], во многом носит технический характер и может быть решена на основе статистических подходов [3, 1]. Примером использования кинематического анализа в определении типов и последовательности деформаций является представляемый материал, касающийся эволюции аккреционных комплексов Срединного хребта Камчатки и Авачинской бухты (рис. 1, А). Полевые исследования были проведены автором в 1991 г. в составе отряда Лаборатории региональной геодинамики (ЛАРГЕ).

В структурной эволюции метаморфических образований Срединного хребта Камчатки (верховья руч. Дукук) выделяется последовательная смена трех деформационных обстановок: коллизионного сжатия, покровообразования и растяжения. Сжатию в северо-восточном направлении подверглись паравотонные образования шихтинской свиты, принадлежавшие чехлу континентальной окраины Евразии, а также интрузирующие их основные интрузии [7], в условиях которого сформировалась крутопадающая к северо-востоку сланцеватость (рис. 1, Б). Обдущированный офиолитовый аллохтон малкинской серии (совместно с подстилающими образованиями) испытал деформации покровного типа, характеризуемую наклонным положением осей сжатия и растяжения и связанную с перемещением в северо-западном направлении. В связи с данным этапом сформировалась система пологой сланцеватости, погружающейся к юго-востоку, являющаяся наложенной по отношению к исходной сланцеватости шихтинской свиты (рис. 1, В). Завершающими явились события, характеризуемые условиями горизонтального растяжения, которому подверглись как породы автохтона, так и аллохтона, причем оказались проявлены два направления действия оси растяжения: северо-западное и северо-восточное.

В окрестностях Петропавловска-Камчатского обнажаются породы вулканогенно-кремнистой никольской толщи, относимые к аккрецированным образованиям Ачайваям-Валагинской островной дуги и Ветловского окраинноморского бассейна, метаморфизованные до уровня зеленосланцевой

фации. Плоскости кливажа имеют в основном моноклинальное падение 40-45° к юго-западу. Реконструкция ориентировок осей напряжений показала, что наиболее выраженная деформация связана с наклонными положениями осей сжатия и растяжения (рис. 1, Г), что, как и в случае малкинской серии Срединного хребта, отражает обстановку деформирования покровного типа, связанную с перемещением аллохтонной пластины в северо-восточном направлении. Наложенным и более поздним, по-видимому, здесь является горизонтальное растяжение в северо-западном направлении.

Рис. 1. А – схема строения фундамента Камчатки [5–7].



1 – метаморфические комплексы Срединного хребта; 2–3 – островодужные образования Ачайваям-Валагинской (2) и Кроноцкой (3) дуг; 4 – комплексы окраинных морей; 5 – вулканические пояса.

Б–Г – стереограммы реконструированных максимумов осей сжатия и растяжения (верхняя полусфера) для шихтинской свиты (Б) и малкинской серии (В) Срединного хребта и никольской толщи Авачинского залива (Г).

1 – измеренные вектора смещений по трещинам; 2 – полученные максимумы вероятности положений оси сжатия (а) и растяжения (б); 3 – направления действия горизонтальных проекций главных растягивающих напряжений; 4 – полюса сланцеватости и кливажа

Д – местные шкалы деформаций.

Суммированные результаты анализа отображают локальные шкалы деформаций (рис. 1, Д). Сжатие в направлении северо-восток – юго-запад может отражать раннее коллизийное событие, с которым связаны процессы метаморфизма амфиболитовой фации в породах Срединного хребта.

Литература

1. Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика. Киев: 2005. 568 с.
2. Гончар В.В., Драчев С.С. Реконструкция разновозрастных полей тектонических напряжений при помощи кинематического анализа структур разрушения // Физика Земли. 1993. № 12. С. 22-28.
3. Гончар В. В. Реконструкция напряженного состояния пород на базе количественной оценки кинематических данных // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 6. С. 11-17.
4. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
5. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир. 2003. 223 с.
6. Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 46-54.
7. Ханчук А. И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. 150 с.

О тектонических нарушениях в створе плотины Иркутской ГЭС

Н.И. Демьянович, Б.М. Шенькман, И.Б. Шенькман

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, vmdem@mail.ru

Инженерно-геологические изыскания в створе плотины Иркутской ГЭС, проведенные в конце 40-х – начале 50-х годов прошлого века, согласно отчетным документам, не выявили тектонических нарушений. Последующие геологические, геофизические и гидрогеологические исследования показали, что долина р. Ангара на участке от истока до г. Усолье-Сибирское и далее сопряжена с Ангарской разломной зоной [1]. В настоящее время на основе массового замера трещиноватости докайнозойских и кайнозойских отложений в пределах естественных обнажений и участков техногенного вскрытия изучена разрывная структура ее приповерхностной части [2]. Новые данные по структуре разломной зоны получены по створу Иркутской ГЭС в процессе работ по реконструкции и расширению пьезометрической сети, исследований гидродинамического и гидрохимического режима фильтрационного потока, осуществляемых через 50 лет эксплуатации гидросооружения.

Выявлено, что толща юрских пород, вскрытая на 50–70 м в береговых примыканиях и на 26–34 м – в русловой и островной частях плотины, подвержена разнообразным деформациям, свидетельствующим о сложной «жизни» разломной зоны. По керновому материалу прослежены крутопадающие (60–90°) трещины, часто с зеркалами скольжения со штрихами смещения; послойные срывы, также иногда с зеркалами скольжения; микроступенчатые смещения, будинирование, брекчирование и т.п. Следы деструкционных процессов фиксируются и на микроуровне (в шлифах). По взаимоотношению разрывов очевидны разновозрастные их генерации, хронологическая последовательность которых предопределена Байкальской и Саянской фазами тектогенеза. Впервые для Ангарской разломной зоны обнаружены прерывистые зеркала скольжения по притертым трещинам, которые иногда внешне не выражены и вскрываются при подготовке образцов для испытания на прочность. Обычно они образуются при деформациях в условиях сжатия и характеризуют незавершенность процесса. Вскрытие подобных разрывов в правобережном примыкании, где сколы залечены кальцитом, и в днище долины, где они свободны от каких либо налетов, свидетельствует о закономерном для разломной зоны механизме их образования в различные периоды «жизни» разлома. В пределах вскрытой толщи юрских пород на правобережном примыкании плотины зафиксировано два уровня их проявления: 392.3–397.29 м и 403.5–408.18 м в абсолютных отметках. Причем рентгенологический состав соскоба с зеркала нижнего уровня представлен структурно-совершенным каолинитом, а верхнего – порошкооб-

разной смесью глинистых минералов, что указывает на разный период их образования. Верхний уровень проявления незавершенных деформаций фиксируется в основном в пределах русловой и островной плотин. Симптоматично сочетание незавершенных смещений с зубчатым характером разрушения пород вблизи, что может быть связано с пульсационным характером воздействий.

Наиболее однозначно кайнозойская активизация разломной зоны прослеживается по топографии цоколей надпойменных террас и пойм. Первая вспышка активизации проявилась после формирования IV надпойменной террасы, отмечается в обоих примыканиях плотины в виде малоамплитудных перемещений. Сместитель этого периода на правобережье крутой, с зеркалами скольжения со штрихами смещения. Второй период активизации относится к концу верхнего плейстоцена и проявлен в смещении фронтальной части III надпойменной террасы. Третий этап активизации запечатлен в виде разрывных нарушений в днище долины. При колебании положения пойменного цоколя в пределах 417.5–422.88 м низкие значения характерны для вдольбереговых частей днища долины.

Тектоническая активизация сопровождается обновлением старых и появлением новых нарушений открытого и закрытого типа. Особый интерес представляют открытые тектонические разломы, по которым происходит энергичный массоперенос. В пределах Ангарской разломной зоны отчетливо проявляется валообразная гидрогеохимическая структура, представленная водами смешанного химического состава, образовавшимися при межпластовом восходящем водообмене в общей области разгрузки. В верхах гидрохимического купола находятся хлоридно-гидрокарбонатные слабосолоноватые воды насыщенные метаном. В свою очередь в азональной гидрогеохимической структуре прослеживаются узкие (10–20 м), субпараллельно долине вытянутые участки, соответствующие открытым разрывам второго порядка согласно предлагаемой для рассматриваемого района терминологии [2], где происходит разгрузка хлоридных натриевых солоноватых сероводородных вод с высокой (до 150 фонов) концентрацией водорастворимого гелия. Состав этих вод и нижнекембрийских рассолов, залегающих на глубине 700 м, в принципе одинаков.

В створе плотины имеются три открытых разрывных нарушения. Два из них тяготеют к левобережному примыканию плотины, располагаясь по обе стороны острова Путилиха, оконтуривая понижение в основании здания ГЭС с аномальной для пойм мощностью аллювия и повышенной трещиноватостью пород цоколя. При проходке котлована они обнаружили себя двумя рядами выходов солоноватых сероводородных вод с суммарным дебитом $0.5 \text{ м}^3/\text{с}$. В настоящее время эти разрывы представляют собой высокопроницаемые межблоковые пространства с коэффициентом фильтрации до 960 м/сут. В их пределах скорость водообмена между верхним и нижним бьефами водохранилища такова, что напорный поток на всем протяжении

сохраняет способность к выщелачивающей агрессивности, свойственной воде р. Ангары., Это сказалось на состоянии пород в основании здания ГЭС. Третий открытый разрыв почти примыкает к сопряжению поймы и уступа правобережной надпойменной террасы. Он вскрывается рядом пьезометров, поэтому морфологически изучен неплохо. Это узкая высокая гидрогеохимическая структура, «протыкающая» зону содовых вод. В осевой части купола вода по составу хлоридная натриевая, содержание сероводорода 40–50 мг/л, водорастворимого гелия – 130 фонов. Фильтрационный поток в основании земляной плотины заметно снизил (3 г/л) ее минерализацию.

В 3 км ниже плотины, в створе нового ангарского моста, вдоль левого и правого берегов фиксируются открытые разрывные нарушения не только по гидрогеохимическим аномалиям, но и пространственно совпадающими с ними пьезоминимумами с амплитудой 2–3 м. В целом протяженность вдольбереговых открытых зон велика: они обнаружены на всех участках детальных исследований – в районах городов Ангарска, Усолья-Сибирского, Свирска и вплоть до устья р. Унги (Братское водохранилище). В связи с пересечением разломной зоны рядом ответственных сооружений оценка состояния пород в основании последних требует учета тектонических нарушений, предопределяющих различное их состояние и направленность современных изменений в условиях постоянного водонасыщения и нестабильного гидрогеодинамического режима.

Литература

1. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:500000. Ред. П.М. Хренов. 1988.
2. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал Гео. 2005. 293 с.

Экспериментальные моделирования некоторых особенностей геодинамики формирования золоторудных месторождений Букантау

Н.Ю. Дулабова

Институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, Узбекистан, n.dulabova@mail.ru

Горы Букантау расположены в самой северной части Центрально-Кызылкумского региона и имеют двухъярусное строение: нижний – докембрий-палеозойский фундамент, верхний – мезо-кайнозойский чехол. В его строении участвуют вулканогенно-осадочно-терригенные, осадочно-вулканогенные, терригенно-сланцевые, карбонатно-терригенные породы, которые представлены чолчаратауской, кумбулакской, тубабергенской, джужкудукской, карашахской, кокпатасской, ходжаахметской, коксайской и архарской свитами, отдельные из которых являются рудовмещающими для золоторудного оруденения. Сведения о металлогении и рудоносности Центральных Кызылкумов и его отдельных площадей, в том числе Букантау, освещались в работах И.Х. Хамрабаева, В.Г. Гарьковца, Л.З. Палея, Х.Р. Рахматуллаева, Р.В. Цоя, Д.А. Дорошенко, С.Я. Клемперта, А.Д. Швецова, К.Л. Бабаева, В.В. Овечкина, С.Д. Шера, В.И. Зонова, И.М. Голованова, С.Т. Бадалова, М.М. Мансурова и многих других исследователей.

Главной разрывной структурой района гор Букантау является Северо-Букантауский глубинный разлом. В западной части площади он представлен двумя швами широтного простираия. Зона разлома сопровождается серией оперяющих нарушений, которые неоднократно подновлялись и смещались поперечными разрывами (рис. 1). Другой крупной разрывной структурой является Кокпатасский разлом глубокого заложения, наиболее ярко выраженный в центральной части Букантау. Он представлен серией разрывных нарушений, ориентированных в северо-западном направлении. Кокпатасский глубинный разлом оказал большое влияние на ориентировку структурного плана Южнобукантауской зоны. Среди нарушений более низкого порядка широкое распространенные имеют продольные, северо-западные, субширотные, северо-восточные разломы. И.М. Голованов, В.И. Троицкий [2, 3] при реконструкции геодинамической обстановки субдукционного развития Центрально-Кызылкумского региона позицию гор Букантау определяют на границе двух региональных геодинамических структур – Северо-Букантауско-Ферганской и Туркестано-Алайской. Северо-Букантауско-Ферганская геодинамическая структура охватывает площадь Северного Букантау, а Туркестано-Алайская – Центрального и Восточного Букантау.

Таким образом, формирование и развитие Букантау, проявление здесь геологических, тектоно-магматических и рудных процессов происходило на границе двух Северо-Букантауско-Ферганская и Туркестано-Алайской гео-

динамических структурах, где природной границей между ними выступает региональный Северо-Букантауский глубинный разлом.

При тектоническом сжатии площади Букантау под воздействием Северо-Букантауской и Туркестано-Алайской геодинамических структур в субмеридиональном направлении произошли незначительные сдвиговые процессы по Северо-Букантаускому разлому по часовой стрелке. При таком тектоническом режиме активность проявили северо-восточные (анти Тянь-шаньские) разломы и Кокпатасская глубинная структура, которые являются граничными структурами крупных тектонических блоков.

Активность граничных разломов вызвала горизонтально-вертикальное перемещение тектонических блоков. Совокупность этих движений способствовало формированию определенных генетических типов разрывов, как в зоне граничных разломов, так и внутри тектонических блоков. Учитывая эти движения, наблюдаемые в процессе эксперимента по моделированию структур Букантау [1], а также анализ существующих материалов по структурно-тектоническому строению, в пределах каждой локальной геодинамической зоны мы выделили профилирующую систему разрывных структур. Наши исследования по изучению структурно-тектонических, регионально-геодинамических и тектонофизических особенностей Букантау и прилегающих к нему закрытых территорий позволили выявить, что внутреннее строение и геодинамическая обстановка каждой региональной геодинамической структуры изменчивы во времени и пространстве.

По результатам исследований построена схема локальных геодинамических зон Букантау и прилегающих к нему закрытых площадей, где определенные пространственные границы каждой локальной геодинамической зоны и по механизму движения площади зоны расшифровано её структурно-тектоническое строение. Выделены предполагаемые структурные элементы (разломы), на которых необходимо уделить особое внимание при поисково-разведочных работах. Выделены пять локальных геодинамических зон, отличающиеся друг от друга набором структурно-тектонических элементов, их тектонической активностью и геодинамической обстановкой. В площади Северного Букантау выделены две локальные геодинамические (№ I, II) зоны, отличающиеся друг от друга по структурным особенностям.

Площадь Северного-Букантау – зона тектонического сжатия, где вдоль граничного субмеридионального разлома отмечается повышенная концентрация напряжения до сильных величин. Тектоническая активность разлома способствует смещению площади, где проявлены локальные геодинамические процессы. Смещение происходит по направлению на восток. Такое смещение способствует формированию и развитию субширотных и северо-западных разломов и обновлению ранее заложенных структур. Другие локальные геодинамические зоны, расположенные в Центральном и Восточном Букантау, в своем формировании опираются на тектоническую активность (в виде горизонтально-вертикальных движений) крупных разломов. Разнонаправленность

активности в пространстве определяют основные направления смещений разломов, от которых зависит образование, направление трещин скола и отрыва, которые в последующем могут перерасти в разрывные нарушения, влияющие на ход развития рудного процесса.

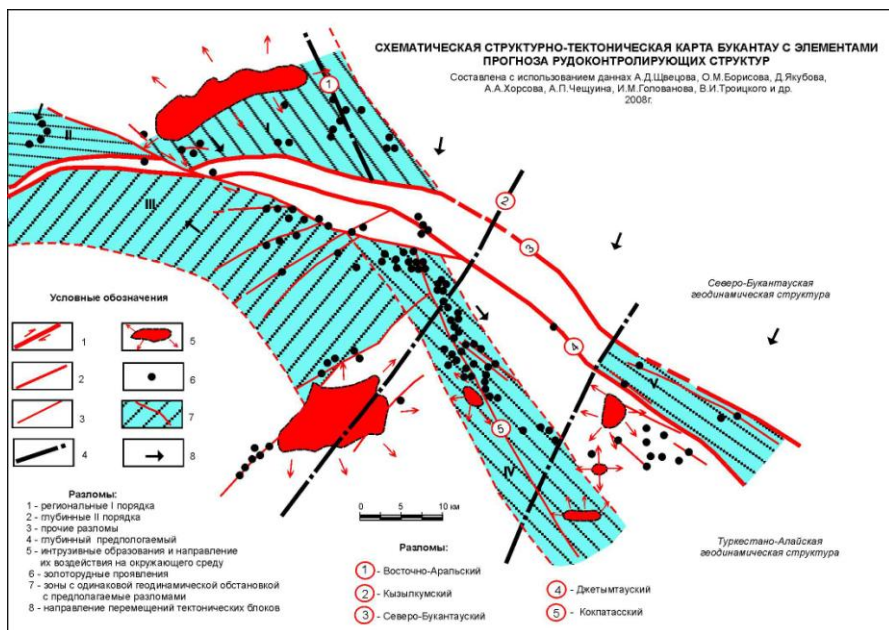


Рис. 1. Схематическая структурно-тектоническая карта Букантау с элементами прогноза рудоконтролирующих структур

Основываясь на теорию образования разрывов вдоль разломов, с учетом смещений по крупным разломам Букантау, мы попытались реконструировать структурные схемы локальных геодинамических зон.

В результате выявлено, что каждая из пяти локальных геодинамических зон имеет свою структурную основу, некоторые элементы которой выступают в роли фактора, контролирующего формирование золоторудного объекта. Так, например, Турбайская локальная геодинамическая зона (№ V) имеет структурную основу, где главенствуют северо-западные разрывы, образование которой связано с вертикальными движениями по зоне Северо-Букантауского глубинного разлома. Эти разрывы имели рудоконтролирующую роль в формировании месторождения Турбай и его отдельных рудоносных участков.

Особенности Кокпатасской локальной геодинамической зоны (№ IV) заключаются в том, что при тектонической активности в виде сдвига Кокпатасского глубинного разлома вдоль нее образовалась серия трещин скола и отрыва северо-западного простирания, которые впоследствии в руд-

ном процессе могли сыграть определенную роль в локализации золотого оруденения [4].

Правомерность наших теоретических представлений можно доказать фактом контроля формирования месторождения Кокпатас и его рудоносных участков (Сульфидный, Кварцевое, Западный I, II, III, IV, Северо-Западный, Дайковое, Дорожный, Придорожный, Центральный, Восточный) северо-западными и северо-восточными разрывными нарушениями. В связи с этим разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простирания в данной геодинамической зоне можно рассматривать как структуры, контролирующие формирование золоторудных объектов. В связи, с чем их можно использовать как поисково-оценочные критерии при поиске и прогнозе.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Изд. «Наука». 1975.
2. Голованов И.М. Проблемы теоретической разработки новой среднемасштабной геолого-геодинамической основы и методов прогнозирования крупных рудных месторождений Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2007. № 5. С. 12-19.
3. Голованов И.М. и др. Геодинамическая карта домезозойских образований Республики Узбекистан м-ба 1:500000 – основа для металлогенических построений. Сб. «Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан» // Труды ИМР. 1997. № 2. С. 42-54.
4. Турапов М.К., Акбаров Х.А., Парлибоев Ю.К., Марипова С.Т. Моделирование тектонических напряжений в структурах Кокпатасского рудного поля // Геология и минеральные ресурсы. 2001. № 4. С. 26-31.

Сейсмотектоника орогенных поясов Северо-Востока Азии

В.С. Имаев¹, Л.П. Имаева¹, Б.М. Козьмин²

¹ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, imaev@crust.irk.ru

² – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Иркутск,
b.m.kozmin@diamond.ysn.ru

В результате геолого-геофизических и сейсмологических исследований, проведенных на северо-востоке Азиатского континента, установлены два протяженных сейсмических пояса, соединяющих сейсмичность Алтае-Саянской и Байкало-Становой складчатых систем, а также ее проявления в Северном Ледовитом и Тихом океанах. Указанные пояса возникли в результате сближения крупных литосферных плит и являются их активными границами [3, 4, 6]. Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП) протяженностью более 8 тыс. км., является крупнейшим звеном в цепи землетрясений, опоясывающих земной шар и служит границей между Северо-Американской и примыкающими к ней с юга Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской литосферными плитами [1, 2, 3, 4, 5]. Байкало-Становой сейсмический пояс (БСП) – располагается на стыке двух крупнейших геоструктурных элементов – Сибирской платформы и Саяно-Байкальского складчатого пояса – и в современном структурном плане приурочен к границе Евразийской и Амурской литосферных плит [4, 7]. Очаги землетрясений ААСП через акваторию Северного Ледовитого океана, северо-восток Азиатского континента и Камчатку соединяют проявления сейсмичности Арктики и Тихого океана. В сейсмотектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сейсмотектонических сегментов, обусловленных особенностями напряженного состояния земной коры: хр. Гаккеля, Лаптевоморская и Хараулахская зоны, а также система хр. Черского. Для структур арктического хр. Гаккеля характерны условия спрединга, когда сейсмичность представлена узкой (60–80 км) цепочкой эпицентров землетрясений, вытянутой от о-ва Гренландия до шельфа моря Лаптевых, со сбросовыми подвижками в их очагах и характерным распределением магнитных аномалий. Лаптевоморская зона выражена одноименной окраинно-континентальной рифтовой системой, продолжающей рифтинг хр. Гаккеля на континент. Здесь, территория охваченная проявлениями сейсмичности, расширяется до 400–600 км, занимая весь шельф от Таймыра до Новосибирских островов. Среди разрывных нарушений устанавливаются субдолготные и северо-западные сбросы и близортогональные к ним сдвиги [2, 4]. Для Хараулахской зоны, формируемой в пределах Северо-Верхоянской орогенной области, характерно смешанное поле тектонических напряжений, при котором в очагах землетрясений наблюдаются как сбросовые, так и сдвиговые, надвиговые и взбросовые смещения. Эпицентры землетрясений фиксируются

здесь в обширной (до 300 км) области между низовьями рек Лены и Яны. Орогенная область хр. Черского, шириной до 400 км, является типичной коллизией, возникшей в послесреднеплейстоценовое время, когда процессы развития Момской рифтовой зоны сменились условиями сжатия. Фокальные механизмы землетрясений указывают на господство сдвиговых, взбросовых и надвиговых перемещений в их очагах. «Живая» тектоника этой зоны представлена крупной системой левых сдвигов в центральной части, сменяющейся к периферии надвигами и взбросами. В Северном Приохотье от ААСП ответвляется полоса сейсмичности, которая протягивается на юг к острову Сахалин и вместе с землетрясениями Курило-Камчатской зоны, оконтуривает Охотоморскую плиту. Еще одна зона слабой сейсмичности фиксируется в северо-восточном направлении от Камчатки через Корякское нагорье, Анадырский залив к Чукотке, соединяясь через Берингов пролив с землетрясениями Западной Аляски и вместе с сейсмическими событиями Алеутской островной дуги ограничивает Берингоморский блок. Сближение Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плит с разными скоростями перемещений привело к образованию в области их взаимодействия линейных зон сейсмичности, которые оконтуривают системы блоков (Берингоморский) и мини-плит (Лаптевоморская, Охотоморская), отличающихся по направлению и скорости их перемещений от названных плит-гигантов. Так, Лаптевоморская плита в западной части шельфа может испытывать вращательное движение под влиянием растягивающих усилий в хр. Гаккеля. Столкновение Евразийской и Северо-Американской плит способствует «выдавливанию» Охотоморской мини-плиты на восток и юго-восток со скоростью до 3–8 мм/год [6]. Под воздействием Тихоокеанской плиты, Берингоморский блок смещается к западу относительно Северо-Американской. В его фронтальной части сформировалась система взбросов, надвигов и правых сдвигов, а в тылу возникла зона растяжения Берингова пролива. Байкало-Становой сейсмический пояс (БСП) выражен полосой эпицентров землетрясений (до 250–300 км), вытянутой вдоль южной окраины Сибирской платформы от оз. Байкал на западе до Удской губы на востоке. Пояс объединяет Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) и его продолжение на восток – Олекмо-Становую сеймотектоническую зону (ОСЗ), существенно отличающихся как по особенностям сеймотектонического режима, так и по геодинамическим условиям формирования сейсмогенных структур. В БРЗ, где фиксируется устойчивое горизонтальное растяжение земной коры, неотектонические структуры представлены системой кайнозойских впадин. Как и в других рифтовых зонах Земли, здесь имеют место типичные признаки рифтогенеза – проявления кайнозойского вулканизма, высокий тепловой поток, утонение земной коры и др. [7]. В ОСЗ, напротив, сеймотектонические процессы развиваются в другой геодинамической обстановке – сжатия. Смена поля тектонических напряжений происходит в районе среднего течения р. Олекмы. Неотектони-

ческие структуры ОСЗ выражены в рельефе системой Станового хребта и представляют крупную зону скупивания земной коры. Проявления сейсмичности тяготеют главным образом к горным складчатым сооружениям, иногда затрагивая борта мезозойских впадин. Система разрывных нарушений имеет сложный ромбовидный рисунок. Их кинематика соответствует сдвигам, надвигам и взбросам. В пределах этой территории происходит увеличение мощности земной коры от 38–42 км, характерных для БРЗ, до 60 км – для ОСЗ. Данные наблюдений за современными движениями земной коры, проводимые в пределах Олекминского и Южно-Якутского геодинамических полигонов, подтверждают происходящее здесь сжатие в северо-восточном направлении со скоростями в первые сантиметры в год [4, 7].

Таким образом, в пределах ААСП и БСП наблюдается закономерная смена геодинамических режимов: так, в ААСП наблюдается зона растяжения земной коры (хр. Гаккеля); промежуточная зона (смешанное поле тектонических напряжений – режим трансенсии на шельфе моря Лаптевых и в Хараулахской зоне; режим транспрессии (зона хр. Черского), вызванный сближением плит в северо-восточном направлении. В БСП растяжение, наблюдаемое в западной части пояса, сменяется структурами сжатия со скольжением в восточной части – в ОСЗ. Различные формы сейсмического режима, совместно со сведениями по «активной» тектонике и морфоструктурными наблюдениями, материалами GPS-измерений, позволили определить динамику отдельных структур и блоков. Данная работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64492-а и 07-06-0760-а).

Литература

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеанологии. 2006. 185 с.
2. Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля // ДАН СССР. 1990. Т. 311, № 3. С. 89-94.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. 227 с.
5. Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in Northeast Asia, North American, Eurasian, and Okhotsk plates // Journ. of Geodynamics. 1986. № 6. P. 33-51.
6. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Current deformation rates and extrusion of the Northwestern Okhotsk plate, Northeast Russia // Geophysical Research Letter. 2006. V. 33. L02306. doi:10.1029/2005GL024814.
7. Petite C., Fournier M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modeling // Geophysical Journal International. 2005. V. 160, № 1. P. 358-370.

Геодеформационный мониторинг в условиях платформенных и орогенных структур: задачи, возможности, результаты

Р.М. Кармалеева, Ю.О. Кузьмин

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, kuzmin@ifz.ru

Мониторинг современных геодеформационных процессов с последующей оценкой возможных негативных последствий экологического и социально-экономического характера представляет наиболее эффективный инструмент обеспечения геодинамической безопасности. Согласно принятой в настоящее время терминологии геодеформационный мониторинг, наряду с сейсмическим мониторингом, является составной частью геодинамического мониторинга особо ответственных и экологически опасных объектов.

Геодеформационный мониторинг – это система повторных (проводимых с высокой частотой опроса) или непрерывных наблюдений, оценки и прогноза современного состояния геологической среды, проводимая в рамках заданного регламента. Основная цель геодеформационного мониторинга – изучение пространственно-временных характеристик современных деформаций земной поверхности и оценка аномального напряженно-деформированного состояния недр в местах функционирования ответственных объектов.

Исследования показывают, что не только в сейсмоактивных областях, но и в асейсмичных зонах на платформенных участках происходят подвижки, превышающие допустимые для объекта нормы. Практически ни один крупный промышленный комплекс не удастся расположить вне гидрографической сети. А к ней, как правило, приурочены ослабленные зоны (зоны разломов), которые являются границами блоков разных порядков. Внутри таких зон наблюдается аномальное изменение физико-химических свойств пород, повышенная трещиноватость и обводненность.

В качестве примера рассмотрим Протвинский полигон. Полигон расположен на стабильном участке Восточно-Европейской платформы на Русской плите. И здесь на площади около 100 км^2 картируются две межблоковые зоны VII–VII порядка и четыре зоны IX–X порядка. Внутри зон средние скорости деформаций имеют следующие значения: $(7 \cdot 10^{-5} - 10^{-5})$ горизонтальные и $(10^{-4}$ до $-6 \cdot 10^{-5})$ вертикальные. При удалении от края зоны на 50 м значения скоростей становятся на порядок меньше, а именно, $3 \cdot 10^{-6}$ горизонтальные и 10^{-5} вертикальные. При удалении от края зоны на 500 м скорости деформаций уменьшаются до 10^{-7} . Согласно многочисленным наблюдениям скорости деформаций в зонах разломов сейсмоактивных районов ниже, чем в разломах на платформах и составляют единицы 10^{-6} . Данные получены на геодезических полигонах на территории Предкопетдакского краевого прогиба, Камчатки и по результатам деформографических наблюдений на Душанбинском геодинамическом полигоне.

Приведенные выше величины скоростей представляют средние значения. Однако, внутри наблюдательных интервалов скорости внутри разломных зон на платформе меняются от 10^{-4} до 10^{-5} , на участке, прилегающем к разлому, изменение величин скоростей происходит в пределах от 10^{-4} до 10^{-6} . Таким образом, на стабильной асейсмичной платформе участки, включающие в себя тектонические нарушения, в определенные периоды представляют собой согласно нормативным документам зоны чрезвычайной экологической ситуации. Это связано с цикличностью деформационного процесса, которая обнаруживается при анализе длительных рядов непрерывных наблюдений. Длительность цикла зависит от реологических свойств среды. Таким образом, на участке в результате цикличности деформационного процесса происходит повторяемость интервалов усиления его активности. Как следствие, не исключен триггерный эффект, вызывающий аномальные деформации в виде провалов, оползней, карстовой активности или сейсмических событий.

Степень активности разломных зон можно оценить по величинам амплитуд земноприливных волн, которые зависят от упругих модулей слагающих пород. Отклонение наблюдаемых величин от рассчитанных для данного пункта определяет степень «подвижности» участка. На участках тектонических нарушений, в зонах разломов и оползней значения амплитуд земноприливных волн в отдельных случаях превышают теоретические на 200%. При удалении от зоны нарушений амплитуды уменьшаются.

Перспективным направлением представляется использование параметров приливных волн для изучения временных вариаций свойств среды, в частности для решения прогностических задач. Земноприливный анализ многолетних (с 1970 г) непрерывных наблюдений на станции «Протвино» на территории Серпуховского ускорителя позволил обнаружить два периода уменьшения амплитуды волны M_2 по времени совпадающие с активизацией поверхностного карста.

Первый относится к 1986 г, когда амплитуда волны стала на 28% ниже теоретического значения. К 1996 г амплитуда M_2 постепенно увеличилась практически до ее первоначального уровня. Второе падение отмечено в 1997 г и продолжается до настоящего времени, когда ее значение ниже теоретического на 34%. В 1986–1988 гг и в 1997–2001 гг в окрестности станции отмечена активизация поверхностного карста. Не исключено, что в настоящее время процессы развиваются в погребенных формах. Поэтому необходимо тщательно следить за возможными просадками грунта на территории и появлением трещин в зданиях. Выявленная активизация поверхностного карста вызвана техногенными причинами: строительными работами и авариями на коммуникациях. Приведенный пример подтверждает необходимость ведения геодеформационного мониторинга ответственных объектов не только на стадии проектирования и строительства, но, что особенно важно, на стадии эксплуатации, что и закреплено в нормативных документах.

Приведенные выше представления легли в основу базовых положений нормативного документа СП 11-104-97 «Инженерно-геодезические изыскания для строительства» (пп. 10-64, 10-67), касающегося инженерно-геодезических изысканий в период строительства, эксплуатации и ликвидации зданий и сооружений (п. 9), регламентирующего наблюдения за деформациями земной поверхности в районах развития опасных природных и техноприродных процессов (п. 10), а также в районах современных разрывных тектонических смещений (п. 10-64, 10-65, 10-67). В этом документе отмечено, что наблюдения за современными смещениями земной поверхности в зонах разломов следует проводить также на территории построенных объектов, если они ранее не выполнялись, а в процессе эксплуатации возникли предположения о влиянии тектонических факторов на устойчивость и надежность сооружений (п. 19-64). Согласно п. 10-65 мониторинговые наблюдения в зонах развития современных аномальных смещений земной поверхности «... следует выполнять как в горных районах, так и в равнинно-платформенных областях». Примечательно, также, что п. 10-67 документа, в котором регламентированы базовые характеристики современных аномальных смещений земной поверхности в зонах разломов, напрямую использованы опубликованные ранее результаты исследований, проведенные авторами. В «Критериях оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия», (Роскомэкология, 1992) имеется раздел «изменения геологической среды» в котором предписано территории на которых уровень относительных деформаций равный 10^{-5} может быть достигнут за 15–30 лет, считать зонами чрезвычайной экологической ситуации.

В «Положении о геологическом и маркшейдерском обеспечении промышленной безопасности и охраны недр», утвержденным постановлением Госгортехнадзора России от 22 мая 2001 года, N18 (РД 07 – 408-01), предписано, геологическим и маркшейдерским службам недропользователей, осуществлять геодинамический мониторинг опасных производственных объектов. Согласно «Положению о порядке выдачи разрешений на застройку площадей залегания полезных ископаемых» Госгортехнадзора России (РД 07-309-99), застройка площади залегания месторождения нефти и газа, на котором отсутствует геодинамический полигон, и не ведутся систематические наблюдения за оседанием земной поверхности в результате добычи углеводородного сырья, не допускается (п. 43). Все это свидетельствует о необходимости обязательной постановки систем геодеформационного мониторинга для обеспечения эколого-промышленной безопасности особо ответственных объектов.

Послеперское (новейшее?) поле напряжений/деформаций Тулвинского свода (Пермское Приуралье) по мезоструктурным наблюдениям

А.А. Колесниченко¹, В.Е. Вержбицкий², М.Л. Копп¹, Л.А. Сим³

¹ – Геологический институт РАН, г. Москва, kolesn_al@ginras.ru, kopp@ginras.ru

² – Институт океанологии РАН, г. Москва, torsek1@rambler.ru

³ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, sim@ifz.ru

Тулвинская возвышенность (высоты до 420 м) по мнению большинства исследователей имеет неотектоническую природу [1, 2, 4]. Тулвинский вал, меридионального направления, отделен от соседних новейших поднятий линейными прогибами: Среднекамским – на западе и Нижнесыльвинским – на востоке. Вместе с находящимися южнее поднятиями Общего Сырта и Бугульминско-Белебеевским Тулвинский вал образует меридиональную цепочку, которую можно рассматривать в виде единого неотектонического мегавала – Сыртовско-Тулвинского. Последний пространственно принадлежит к Русской плите, но его соседство и параллелизм с Уральским эпиплатформенным орогеном заставляют считать, что он формировался одновременно и в связи с последним [4].

Выяснение динамической природы новейшей деформации Приуралья и ее связей с региональными полями напряжений Восточно-Европейской платформы и Урала строилось в следующих направлениях: уточнение особенностей новейшего морфоструктурного рисунка и реконструкция регионального поля напряжений/деформаций на основе выделения структурных парагенезов разного кинематического типа и анализа их пространственного размещения. Для изучения слабоизученной горизонтальной компоненты новейших движений главным образом применялось структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур — борозд скольжения и отрывов, которые замерялись в пермских известняках, алевроитах, эвапоритах и песчаниках, а также в четвертичных песчаниках и суглинках. Результаты полевых замеров обрабатывались на основе методик В.Д. Парфенова и О.И. Гущенко на стереограммах и на компьютере (с помощью программы Stereonet) [3, 6]. При этом использовались следующие виды анализа данных.

Прежде всего, составлялись диаграммы плотности трещиноватости с целью выяснения особенностей распространения мезоструктур разного кинематического типа в пределах всего региона. Наиболее распространенными оказались мезотектонические разрывы со смещением по падению сместителя: крутонаклонные взбросы и сбросы (34% и 50% соответственно от всех мезоструктур). При этом взбросы группируются в две системы — субширотного (несколько преобладающую) и субмеридионального простирания, указывающие на укорочение в соответствующих направлениях (при круто

наклоненных к горизонту осях — до 60°). Среди сбросов же преобладают ориентированные субширотно (с падением плоскостей к югу), причем углы их падения в целом положе (до 45°) по сравнению со взбросами, и это говорит и о том, что сбросы образовались при большем участии горизонтального растяжения. Это удлинение, устанавливаемое по сбросам, ориентировано субмеридионально (ССВ-ЮЮЗ) и можно предполагать, что оно ассоциирует с субширотным укорочением, устанавливаемым по взбросам. Вероятно, это указывает на более региональный характер поля напряжений/деформаций субширотного укорочения и субмеридионального удлинения. При подобной трактовке 2-я система крутых взбросов (субширотного простираения) может быть связана либо с полем напряжений 2-го порядка, либо же они составляют единый пояс вращения с широкораспространенными сбросами того же простираения. В пользу последнего свидетельствует тот факт, что, как у взбросов, так и сбросов субширотного простираения, повсеместно оказываются опущенными южные крылья, что свидетельствует о формировании тех и других в условиях общего опускания блоков к югу; это же фиксируется и на Южном Урале вместе с прилегающей частью Русской плиты [4, 5]. В этой связи следует отметить характерную асимметрию субширотных речных долин. Их северные борта существенно круче южных и иногда сопровождаются прямолинейными структурами сбросового типа [4].

Интересным получилось то, что характер кинематики и ориентировки мезоструктур, замеренных в пермских и четвертичных отложениях, оказывается принципиально схожим. Это позволяет высказать предположение, что замеренные нами борозды скольжения в пермских породах возникли или существенно обновились в новейшее время. Таким образом, в целом результаты наблюдений либо характеризуют неотектоническое поле напряжений/деформаций, либо показывают, что в герцинскую и позднеальпийскую эпоху оси напряжений/деформаций были ориентированы сходным образом. Невозможность проведения замеров в позднемезозойских и третичных отложениях из-за их отсутствия не позволяет проверить эти предположения.

Далее, анализировались особенности поля деформаций в разных частях Тулвинского вала. В районе вершины его свода стиль мезотектонической структуры определяют субширотные сбросы с компонентой правого сдвига, указывающие на наклонное к горизонту субмеридиональное растяжение; на западе основной вершины присутствуют меридиональные наклонные сбросы, взбросы встречаются редко. Таким образом, свод вала деформировался в целом в обстановке общего растяжения с некоторым преобладанием его меридиональной компоненты. В пределах западного крыла увеличивается количество мезотектонических взбросов и надвигов субмеридиональной ориентировки, указывающих на субширотное укорочение; по сбросам устанавливается северо – северо-восточная ориентировка главного удлинения. Наиболее противоречивые данные получились для восточного крыла

вала, что по нашему мнению, связано с присутствием здесь деформаций 2-го порядка, образованных при выжимании пластичных пород кунгура, а также из-за широкого развития карстовых воронок с обрушающимися стенками. Однако и здесь по данным статистической обработки большой группы замеров угадывается некоторый приоритет субмеридионального тектонического удлинения.

Наконец, поля напряжений восстанавливались по методике О.И. Гущенко (кинематический метод). Реконструированное в результате этого общее поле напряжений/деформаций Тулвинского вала характеризуется субгоризонтальным положением главных осей укорочения (запад – северо-западного направления) и удлинения (север – северо-восточного направления). Кроме того, восстанавливаются две генерализованные ориентировки главных смещений. Одну из них, субмеридионального простираения, можно сопоставить с предполагаемым Тулвинским разломом — западной границей Тулвинского вала, а вторую (северо-восточного простираения) — с одним из диагональных линеаментов.

В целом, анализ мезотектонических структур показал, что послепермская структура Тулвинского вала формировалась в обстановке продольного к нему субмеридионального удлинения и поперечного к нему субширотного укорочения; последнее усиливается к западному склону вала. Исходя из констатированных выше результатов обработки данных о сходстве ансамблей мезоструктур в пермских и четвертичных породах, можно предполагать, что послепермское поле напряжений/деформаций является имеет новейший возраст. Этот вывод подтверждается и особенностями морфоструктурного рисунка современного рельефа [4].

Исследование выполнено при поддержке гранта Президента Российской Федерации «Научные школы» № НШ-7559.2006.5, гранта Президента РФ № МК-971.2005.5, Программы № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Введенская Н.В., Болонкин П.Ф., Голубева И.И., Спирин Л.Н. Древние долины и аллювиальные отложения в среднем течении Камы // Уч. Записки Пермского Государственного Университета, № 170. Аллювий, вып. 1. 1968. Пермь: ПермГУ. С. 104-131.
2. Вохмянина Е.И. Проявления неотектоники в рельефе Прикамья и ее связь с палеозойскими структурами // Пробл. тект. движений и новейших структур земной коры. М.: Недра. 1968. С. 179-184
3. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
4. Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С. Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника. В печати. 2008

5. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука. 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
6. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60-72.

Особенности изучения внутриплитных полей напряжений / деформаций (на примере кайнозойских структур чехлов Русской плиты и Урала)

М.Л. Копп

Геологический институт РАН, г. Москва, kopp@ginras.ru

Изучение динамики и кинематики деформации платформенных чехлов проводится на основе методов, применяемых и для складчатых поясов. Имеются, однако, особенности и ограничения, обусловленные малыми амплитудами внутриплитных структур, их мягким рельефом и недостаточной обнаженностью. Например, разрывы в верхах чехла обычно замещаются пологими флексурами, что затрудняет их картирование. Особенно трудно уловить горизонтальную компоненту движений, однако она есть, и ей приходится уделять особое внимание. Вместе с тем, фрагментарная выраженность структур, не позволяющая выяснить детали их строения, позволяет шире использовать возможности дедуктивного подхода, изучения их пространственно-временных соотношений между собой и со структурами соседних активных внутриплитных зон и межплитных границ.

В данном аспекте оказался эффективен анализ пространственных сочетаний структурных форм. Некоторые его приемы известны давно, но особенно активное развитие он получил в трудах отечественных исследователей – М.В. Гзовского [1] и А.В. Лукьянова, теоретически обосновавшего принципы структурно-парагенетического подхода и его важной части – анализа структурных рисунков [8]. По наблюдениям автора доклада, внутри чехла Русской плиты присутствуют многие структурные рисунки, выявленные для складчатых поясов, особенно связанные со сдвигами [3, 8, 10, 12]: эшелонированные цепочки поднятий (внутри Сальско-Маньчжурского новейшего вала, Жигулевских дислокаций, на Южном Урале); сигмиды, сопровождающиеся характерным для сдвигов выкручиванием смещенных крыльев (Сальско-Маньчжурский вал, Жигули); присдвиговые виргации и складки (Сальско-Маньчжурский вал, Саратовские дислокации, Жигули) [3, 4, 6]. Поскольку некоторые из этих структурных рисунков обычно связаны с длительными и сильными деформациями в горизонтальной плоскости – например, структуры домино или мегабудинаж [3, 12] (они установлены для Сальско-Маньчжурского вала и Саратовских дислокаций) – остается считать, что это результат смягченного проявления («просвечивания») на поверхности глубинных структурных преобразований в фундаменте, происходивших в обстановке его сжатия из-за некоторого вовлечения в направленные с юга альпийские движения. Кроме того, активизация фундамента угадывается в его повышенной сейсмичности (Приазовье, Воронежский массив) [5] и в некотором соответ-

ствии структуры глубоких горизонтов коры стилю региональной новейшей структуры (юго-восток Русской плиты [7]).

В условиях почти полной невыраженности структурных форм на поверхности хорошие результаты дало дешифрирование космических снимков и цифровых карт рельефа (последние синтезировались с использованием программы А.И. Иоффе). Существуют разные точки зрения по поводу степени распространения в пределах платформенного чехла разрывов [4, 9, 11, 14], и в том числе достаточно скептические [9]. По нашему же мнению, основанному на конкретных данных, роль выраженных в рельефе новейших разрывов, напротив, недооценена – несмотря на то, что их подтвердить геологически удается не всегда из-за малой амплитуды. При этом, помимо линейментов и кольцевых структур неясной природы, дешифрируются и разрывы со смещением. Вертикальное смещение определяется по наличию уступа, повышенной расчлененности в поднятом крыле разрыва, а также деформации поперечных ему долин (серия субширотных уступов южной экспозиции в Окско-Донском новейшем прогибе, подпруживающих меридиональные реки – р. Кардаил и др.). Сдвиговые смещения форм рельефа на мелкомасштабных картах не видны, однако там, где применялись крупномасштабные снимки, найдены достоверные сдвиги, неоднократно смещающие русла оврагов. В Мугоджарах системы разрывов разного знака, изученные на местности, совпадают с отдешифрированными по цифровым картам. Выраженные в рельефе разрывы сходной кинематики обнаруживают характерную для разрывных нарушений группировку в закономерные системы и домены. Таковы серии субмеридиональных сбросовых уступов восточной экспозиции в Нижнем Поволжье и Окско-Донском районе и субширотных, южной экспозиции, – на Южном Урале; и там и там из двух сопряженных систем сбросов разного знака приоритет получают те, у которых опускание крыла направлено к ближайшему неотектоническому депоцентру (в данном случае, Прикаспийской впадине в ее новейшем выражении). Правые сдвиги концентрируются в Окско-Донском районе и Донбассе, левые – в Поволжье и Прикаспии, а ось симметрии между их доменами маркирует «ось растекания» блоков к западу и востоку – линию приложения наибольшего давления, направленного от Кавказа. Весьма эффективным для разных платформ оказалось изучение трещинных мезоструктур: зеркал скольжения, отрывов и стилолитов [2, 4, 6, 10, 14]. Если в орогенах оно уступает по своему значению другим структурным, а также геолого-съёмочным методам, то в платформенных условиях становится единственным методом определения главных параметров поля деформаций. При этом из-за пологого профиля структур приходится опираться на замеры трещин около зон концентрации деформаций: разрывов и флексур, где, кроме того, улучшается обнаженность. Кинематика последних определяется как непосредственно – замерах борозд скольжения на субпараллельных им плоскостях (мезотектонические взбросы в зонах Жигулевского и Западно-Мугоджарского разрывов), так и по ориентировке

разрывов и флексур по отношению к установленным по данным замеров мезоструктур осей главных напряжений (левый сдвиг вдоль Жигулевского взброса [6]), либо из местоположения квадрантов сжатия и растяжения (правосдвиговая компонента Северо-Донецкого надвига). Данные о кинематике крупных дизъюнктивов позволяют составить региональные структурно-кинематические схемы [4], где показаны знак разрывов и обобщенные направления региональных напряжений и, по возможности, направления относительного смещения блоков. Статистическая обработка на компьютере большой массы замеров по программе О.И. Гущенко и А.Н. Мاستрюкова показала, что поле деформаций юга Русской плиты характеризуется субмеридиональным укорочением и субширотным удлинением, что согласуется с общим сжатием соседнего сегмента Альпийского пояса [4]. В заключение можно добавить, что, по опыту автора и его коллег, в платформенных условиях рассмотренные методы приносят ощутимые результаты только тогда, когда они используются в комплексе и, кроме того, с максимально возможным привлечением доступного массива геологических и геофизических материалов. Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ «Научные школы» № НШ-7559.2006.5, и Пр-мы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
2. Гущенко О.И. В кн.: Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука. 1999. С. 108-125 (Тр. ГИН РАН; вып. 515).
3. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе // М.: Научный Мир. 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 506).
4. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука. 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552)
5. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Никонов А.А. Доклады РАН. 2002. Т. 385, № 3. С. 387-392.
6. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18-29.
7. Копп М.Л., Щукин Ю.К. В: Тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Мат-лы межд. конференции (компьютерная версия). 2003.
8. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 460).
9. Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Вост.-Европ. платформы и Скифской плиты / Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др.; Ин-т геоэкологии РАН. М.: Наука. 206 с.
10. Расцветаев Л.М. В кн.: Геодинамика Кавказа. М.: Наука. 1989. С. 106-112.
11. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ. 2002. 220 с. (Тр. НИИ геологии ВГУ; вып. 9).
12. Freund R. Tectonophys. 1974. V. 21, № 1/2. P. 93-134.
13. Hippolyte J.-C. et al. Tectonophys. 1993. V. 226, P. 15-35.
14. Korčėmagin V.A., Emec V.S., Pavlov I.O. et al. Z. geol. Wiss., 1996. Bd. 24 (3/4). P. 335-342.

Поля напряжений и кинематика разрывов зоны Главного разлома Восточного Саяна

В.А. Корчемагин¹, И.О. Павлов¹

Донецкий национальный технический университет МОН Украины, г. Донецк, Украина,
geolog @ dgtu. donetsk.ua

Восточно-Саянский пояс разломов вытянут в северо-западном направлении (аз. пр. 310–315°) вдоль Восточного Саяна более чем на 1000 км и представляет собой полосу шириной 80–100 км интенсивно деформированных пород, ограниченную с северо-востока Главным Саянским, а с юго-запада – Центрально-Саянским разломами [1]. Эта зона разломов является границей между южной частью Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой областью.

Вывод о существовании горизонтальных движений по разломам этой зоны был сделан давно, ещё при сравнительно слабой изученности Восточного Саяна [2]. Однако направленность движений и величина горизонтальной составляющей оставались неясными. Различными исследователями в разные годы высказывались диаметрально противоположные предположения об их направленности. По мнению одних [7–9], Главный Саянский и сопровождающие его разломы представляет собой левый сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений от первых до десятков километров. Другие [1, 3–6], придерживаются противоположной точки зрения – считая Главный Саянский разлом правым сдвигом с суммарной амплитудой горизонтального смещения в 70–80 км [4]. При этом авторами в разные годы использовались различные методики для реконструкции направления подвижки по разломам этой зоны.

В своё время, для решения прямой и обратной задач тектонофизики применительно к реальному анизотропному горному массиву, О.И. Гущенко и В.А. Корчемагиным [10, 11] был разработан кинематический метод интерпретации трещинно-разрывных структур. Его суть заключается в том, что рассматривается некоторый геологический объём, рассеченный произвольно ориентированными системами ослабленных поверхностей, в котором действует однородное по ориентировке главных осей поле напряжений. Деформация в данном объёме развивается путём смещения по всей совокупности разрывов и ослабленных поверхностей. Задача по реконструкции ориентировки главных осей тектонических напряжений при этом может решаться как аналитически, так и графическим способом на сетке стереографических проекций.

Используя эту методику, авторы, попытались решить прямую тектонофизическую задачу: на основании, выполненных реконструкций ориентировок осей палеотектонических полей напряжений – определить ориентировку и

кинематику возникающих разрывов. Для этого использовались материалы полевых исследований, проводившихся в южном крыле зоны.

Район исследований находится на территории республики Тыва, в верховьях р. Бедий (правого притока р. Хамсара). В геологическом плане район расположен на самом северо-востоке Куртушубинско-Хамсаринской [12] структурно-фациальной зоны Тувы. Здесь широко развиты нижнепалеозойские интрузии гранитов и диоритов, прорывающие нижнекембрийские отложения, представленные андезитовыми порфиритами и их туфами с редкими линзами вулканогенно-осадочных пород и известняков. Вся толща нижнепалеозойских пород в свою очередь прорывается порфиroidными девонскими гранитами. В верховьях р. Бедий эта толща по зоне Кандатского разлома контактирует с докембрийскими кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами Восточно-Саянского антиклинория. Состав пород наиболее благоприятен для выбранной методики исследований, т.к. исключается влияние на их результаты пластических деформаций и межслоевых подвижек.

В целом, район насыщен тектоническими разрывами различных пространственных ориентировок и самых разных структурных уровней: от трещин прототектонической отдельности и зеркал скольжения до крупных тектонических швов. В ходе проводившихся исследований было замерено и проанализировано более 400 тектонических сколов различного ранга. Было установлено, что по кинематике большинство этих разрывов представляют собой сдвиги (штрихи ориентированы субгоризонтально), иногда с небольшой сбросовой (взбросовой) составляющей. Знак смещения устанавливался не только по морфоструктурным элементам на плоскостях сместителей, но и по смещениям маркёров – даек гранитов, диабазов и аплитовых, кварцевых, кварц-карбонатных жил в крыльях разрывов. Направление подвижки различно для разрывов разной пространственной ориентировки. Для северо-западных разрывов характерны правосдвиговые, для субмеридиональных – северо-восточных – левосдвиговые смещения.

Реконструкции параметров поля напряжений были выполнены в 30 локальных объёмах горного массива. Затем на основании статистического анализа распределения осей в этих локальных объёмах была реконструирована ориентировка осей регионального поля напряжений. Это поле характеризуется следующей ориентировкой осей: ось максимальных сжимающих усилий σ_3 – аз. пад. $145^\circ \pm 15^\circ$, ось максимальных растягивающих усилий σ_1 – аз. пад. $242^\circ \pm 30^\circ$.

Учитывая ориентировку Главного разлома, в восстановленном поле он должен характеризоваться провосдвиговыми смещениями. А сама зона разлома может рассматриваться как зона скалывания соответствующего масштаба со всем парегенезисом дислокаций.

Т.о. Восточно-Саянский разлом может рассматриваться в одном ряду с такими же крупными системами северо-западных правых сдвигов как Джалаир-

Найманская зона разломов, Таласо-Ферганский разлом и Центрально-Донецкий разлом [13].

Литература

1. Александров В.К., Таскин А.П. Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования // Геотектоника. 1990. № 3. С. 50-58.
2. Берзин Н.А., Клитин К.А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды // Геология и геофизика. 1961. № 7. С. 16-25.
3. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 3. С. 36-54.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Машарина Л.А., Соловенко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Док. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669-672.
5. Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и её обрамления (по данным моделирования) // Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Наука. 1972. С.204-209.
6. Хренов П.М. и др. Южное обрамление Сибирской платформы // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 30-57.
7. Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука. 1967. 147 с.
9. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Док. АН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 461-464.
10. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным // Док. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 943-947.
11. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
12. Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // Док.АН СССР – 1982. Т. 263, № 1. С. 163-168.
13. Кудрявцев Г.А. Основные черты геологического строения // Геология СССР. Т. XXIX, Ч. 1 (Тувинская АССР). М.: Недра. 1966. С.30-45.
14. Kortschemagin V.A. und a. Tektonophysikalische Besonderheit regionaler Störungen Eurasiens // Zeitschrift für geol. Wissenschaft. 1996. № 3/4. P. 335-342.

Современные движения земной коры (по данным GPS) и разломы Тянь-Шаня

С.И. Кузиков

Научная станция РАН Бишкек, г. Бишкек, Киргизия, ksi@gdirc.ru

В геодинамике длительное время продолжают дискуссии о характере формирования континентальной литосферы. В частности, каким образом происходит процесс деформации и сокращения коры Азии под давлением со стороны Индии: за счет субширотного выжимания блоков или вследствие утолщения коры? Процесс коллизии Индийской и Евразийской плит охватывает последние ~50 млн. лет и является причиной образования значительных горных сооружений Азии. Это вызвало активность разломов и деформацию земной коры, которая распространяется более чем на 2000 км вглубь Центральной Азии [1]. За последние ~3 млн. лет характерная скорость конвергенции между Индией и Евразией существенно не изменялась и составляет 35–40 мм/год [1]. В последнее время для решения геодинамических задач все активнее используется Глобальная Система Позиционирования (GPS). В конце прошедшего столетия GPS измерения стали применяться для изучения движений плит и межплитных границ, сейсмических деформаций, а также в других прикладных геофизических исследованиях. В результате специальных многолетних GPS наблюдений в отдельных точках земной поверхности рассчитываются линейные скорости (мм/год), которые и являются основным источником для оценки регионального характера современной деформации земной коры. Однако, для анализа современного поля скоростей на основе данных GPS часто используют качественные и полуквантитативные методы, что может приводить к ошибочным выводам. Например, визуальное восприятие векторного поля скоростей в значительной мере зависит от выбранной системы отсчёта, а выделение по отдельным скоростным характеристикам даже самых простых структурных элементов (например, жёстких блоков) требует применения сложного математического аппарата. Здесь имеет смысл вспомнить слова М.В. Гзовского о “...необходимости развития математических методов решения тектонических вопросов. ...должны быть развиты методы точной характеристики структуры земной коры.” [2]. В канве подобных идей нами был разработан инвариантный (по отношению к выбранной системе отсчёта) метод выявления статистически жёстких плоских участков (доменов) на основе дискретного набора двумерных скоростей [3, 4]. В основе выделения статистически жёстких доменов лежит определение их параметров вращения, координат мгновенного центра вращения x^C и угловой скорости ω . Разработанный алгоритм позволяет из выборки линейных скоростей вычленять лишь те скорости, которые принадлежат односвязной плоской области и обозначают

территорию жёсткого домена с некоторыми параметрами вращательных движений. Аналогичным образом, для сообщества из 323 скоростей Центрально-Азиатской (ЦА) GPS сети была применена процедура выделения статистически жёстких доменов при вероятностях 0.8–0.95 для значений *t*-статистики Стьюдента. При этом скорости в 210 пунктах были объединены в 29 доменов ($3 \div 17$ пунктов в одном домене), размер которых от $\sim 150 \text{ км}^2$ до $\sim 0.5 \text{ млн. км}^2$. Образуемые доменами участки земной поверхности пространственно обозначают квазижёсткие блоки земной коры, где в настоящее время по кинематическим признакам скорость деформации близка к нулю. При этом соотношение площадей, занятых доменами и междоменными зонами (МДЗ), составляет соответственно ~ 46 и ~ 54 %. Площадное преобладание МДЗ над доменами скорее означает не отсутствие доменов в широких зонах, а недостаточную плотность GPS сети для детального отражения более сложной структуры. Среднее отклонение скоростей от скоростей жёсткого целого в отдельных доменах составляет $\sim 0.35 \text{ мм/год}$. Выделенные квазижёсткие участки земной коры не имеют строго определённой пространственной привязки к каким-либо элементам сложившегося рельефа. Домены могут находиться в пределах равнин и на территории горных сооружений, один домен может связывать участки положительных и отрицательных форм рельефа. Анализ простираций доменных границ показал, что существует закономерность в направлениях граней для всех современных доменов региона. Одна группа доменных граней фиксирует СВ направление ($\sim 40^\circ$); другая – ЮВ ($\sim 120^\circ$); третья – субширотное ($\sim 75^\circ$). Подобная закономерность свидетельствует о наличии единого геодинамического фактора, влияющего на современный деформационный процесс всего ЦА региона. Величины смещений между доменами в несколько раз превышают отклонения скоростей внутри доменов от скоростей жёсткого целого. Значительная доля доменов и МДЗ имеет северо-восточное простираие. Между пространственным положением МДЗ и их кинематикой существует закономерная связь. Для системы СВ простираций МДЗ характерно наличие левосторонней компоненты сдвига. Вытянутые на СЗ МДЗ зачастую имеют элементы правого сдвига. Субширотные зоны имеют преимущественно поперечное сокращение. Отмечается наличие коротких зон ($\sim$ С-Ю) с поперечным удлинением и волнистых *s*-образных границ доменов. Всё это может означать наличие здесь масштабной левосторонней транспрессионной зоны со значительным поперечным (меридиональным) сокращением. Интерес представляет соотношение уже сформировавшихся геологических структур и структурных элементов современного деформационного процесса. Для сравнения с выделенными современными структурами были выбраны 2 схемы активных разломов (Белоусов и др., 1997; Трифонов и др., 1999). МДЗ являются местом максимальной концентрации современных смещений, поэтому в первую очередь интерес представляют их пространственные соотношения с разломами. Количественная оценка свидетельствует о том, что пространственное поло-

жение неотектонических разломов не зависит от расположения современных доменов и МДЗ, с вероятностью совершить ошибку $\leq 0,01$. Лишь в единичных случаях сегменты неотектонических разломов совпадают пространственно и по направлению смещений с МДЗ. При всём этом, необходимо отметить преобладание генеральных направлений и кинематики для современных МДЗ и неотектонических разломов. Это количественное преобладание СВ направлений с лево-сдвиговой компонентой и подчинённые СЗ направления с элементами правого сдвига. Такой набор фактов может свидетельствовать о сохранении общей глобальной тенденции геодинамического процесса в этом регионе. Можно предположить, что на момент заложения или реактивации (миллионы или сотни тысяч лет назад) основных разрывных структур ЦА в их створе на дневной поверхности существовали МДЗ, а к настоящему времени произошла их миграция и/или перестройка. Выделенная современная блоковая структура может считаться довольно устойчивой в течение 11 лет измерений (1995–2005 гг), с вероятностью 0.95 допускается её изменение на 12–16%. Поэтому можно полагать, что предложенная доменная структура отражает тенденцию одного деформационного процесса. Все схемы неотектонических разрывов земной коры включают в себя суммарные смещения за последние миллионы или сотни тысяч лет. При этом доказать наличие только одного деформационного процесса за это время практически не представляется возможным. Поэтому сравнение ультрасовременной структуры с интегральным неотектоническим строением территории, в строгом смысле, может быть не совсем оправданным.

Литература

1. Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H. et al. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // *Nature*. 1996. V. 384. P. 450-453.
2. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра. 1971. 240 с.
3. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А., Зубович А.В. Структурное исследование современных горизонтальных движений земной поверхности методом кластерного анализа GPS скоростей на примере Центральной Азии // *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке: Москва-Бишкек: Изд. НС РАН*. 2006. Вып. 1. С. 160-175.
4. Кузиков С.И. Структурный анализ горизонтальных скоростей по данным GPS и характер современной деформации земной коры центральной Азии: Дисс... канд. физ.-мат. наук. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2007. 167 с.

Соотношение пространственных ориентировок сланцеватости и слоистости в тиллоидах серии мыса Лайеля (Северная часть Земли Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген)

Н.Б. Кузнецов

Геологический институт РАН, г. Москва, kouznikbor@mail.ru

Серия мыса Лайеля занимает наиболее верхнее положение в структуре и сводном стратиграфическом разрезе позднедокембрийских образований северной части Земли Веделя Ярльсберга (ЮЗ Шпицберген). Породы серии залегают в ядре крупной негативной складчатой формы СЗ простирания, именуемой обычно как – синклиний мыса Лайеля. В строении серии доминируют преимущественно несортированные пуддинговые конгломераты – весьма выразительные и специфические геологические образования, которые большинством исследователей рассматриваются как водно-ледниковые накопления – тиллоиды [1, 2, 3]. Они иногда чередуются с горизонтами карбонатистых песчаников и песчанистых доломитов и известняков. Традиционно в строении серии выделяется несколько литостратиграфических подразделений, различающихся преобладанием в тиллоидах обломков известняков, доломитов и кварцитов в диамиктитах [2]. Суммарная мощность серии по некоторым оценкам достигает 3000 м [2, 3].

Проведенное автором дополнительное структурно-геологическое изучение внутреннего строения серии мыса Лайеля показало, что серия представляет собой чрезвычайно интенсивно дислоцированный комплекс. В нем отмечено несколько (не менее двух) разновозрастных мезоструктурных парагенезов (рис. 1), каждый из которых проявлен образованием каскадов разномасштабных изоклиальных (F^1) и асимметричных (F^2) складок, сопровождающихся кливажем осевой плоскости (S^1 и S^2). Кроме того, установлено, что пространственная ориентировка поверхностей кливажа и расланцевания пород в отдельных случаях близко совпадает со слоистостью пород (S^0) (сн. 1, рис. 2). В других случаях кливажные плоскости пересекают поверхность S^0 под разными (вплоть до прямых) углами (сн. 2–4, рис. 2). На крыльях изоклиналей (F^1) пространственная ориентировка поверхностей кливажа (S^1) и поверхности S^0 совпадает (сн. 1, рис. 2). По мере приближения к замковым частям складок (F^1) угол между поверхностями кливажа (S^1) и слоистости (S^0) увеличивается, а непосредственно в замках складок достигает 90° (сн. 2, рис. 2). Все это свидетельствует о том, что тиллоиды серии мыса Лайеля дислоцированы в разномасштабные изоклиальные складки (F^1) и складчатые пакеты.

Эти наблюдения и основанные на них построения позволяют автору прийти к выводу о том, что структура, показанная на геологической карте (1:100 000) и описанная в объяснительной записке к ней как «синклиний» мыса Лайеля [2], в действительности является сложноустроенным пакетом разномасштаб-

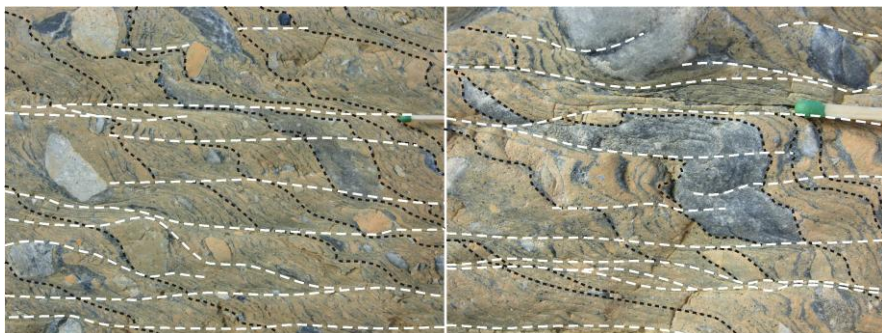


Рис. 1. Соотношение раннего (черные точечные линии) и позднего (белый пунктир) кливажа в тиллоидах серии мыса Лайеля.

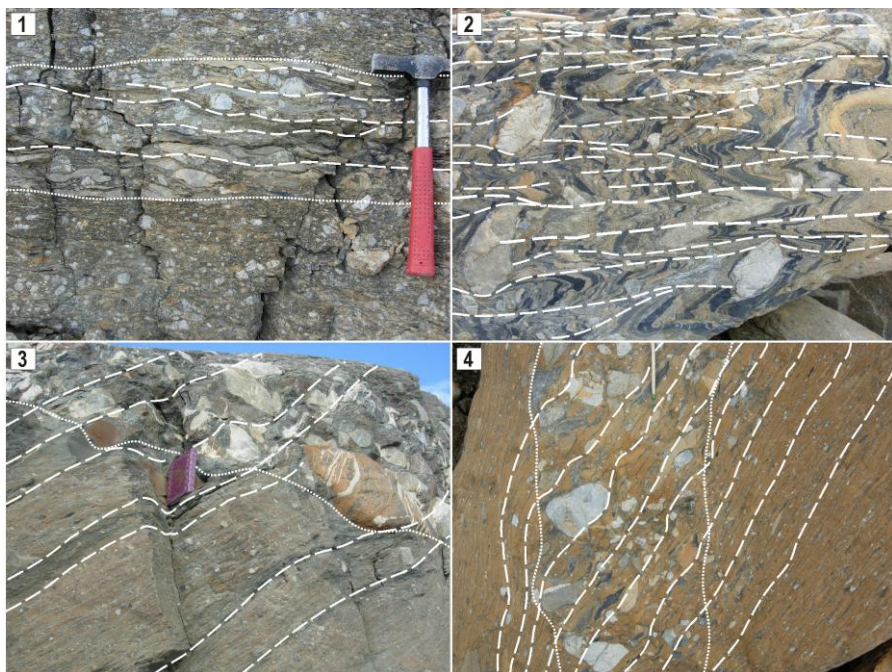


Рис. 2. Примеры совпадения (1) и несовпадения (2-4) пространственной ориентировки кливажа (белый пунктир) и слоистости (белые точечные линии) в тиллоидах серии мыса Лайеля.

ных (в том числе и крупноамплитудных) изоклиналей. Этот пакет дислоцирован в крупную негативную складку – синформу СЗ постирания. В этой

связи представляется, что оценки мощности (до 3 км) тиллоидной серии мыса Лайеля в традиционном «синклинорном» понимании структуры этой части ЮЗ Шпицбергена являются чрезвычайно завышенными. Однако, на современном уровне изученности внутреннего строения синформы мыса Лайеля, кроме этой качественной оценки, точных оценок мощности серии сделать пока еще не представляется возможным.

По результатам предшествующих детальных структурных исследований [1], подтвержденных наблюдениями автора, крылья синформы мыса Лайеля осложнены многочисленными более мелкими асимметричными СВ-вергентными складками (F^2) с преобладающим простирием шарниров в СЗ румбах. Результаты обработки массовых замеров геометрических параметров удлиненных (растянутых) галек из конгломератов серии мыса Лайеля показали, что направление их преимущественного удлинения также ориентированно в направлении СЗ–ЮВ. Анализ позднего структурного парагенеза подтверждает сделанные ранее [1] выводы о том, что формирование структуры позднедокембрийских образований тиллоидной серии мыса Лайеля происходило в условиях сжатия в направлении ЮЗ–СВ, при СВ направленном тектоническом движении.

Работа выполнена в рамках программы (№ 14) ОНЗ РАН "История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики".

Литература

1. Bjørnerud M.G, Decker P.L., Craddock C. 1991. Reconsidering Caledonian deformation in southwest Spitsbergen. *Tectonics*. 1991. V. 10. P. 171-190.
2. Dalman W.K., Hjellev A., Ohta Y. et al. Geological Map Svalbard, 1:100000. B11G. Van Keulenfjorden. Norsk Polarinstitutt. 1990. Temakart 15. 1-58 (+map).
3. Harland B.W. Geology of Svalbard. *Geol. Soc. London. Mem.* 1997. V. 17. 514 p.

Проблемные вопросы тектонофизического анализа результатов наблюдений в современной геодинамике

Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли РАН, г. Москва, kuzmin@ifz.ru

Учитывая большую актуальность современных геодинамических исследований, активное использование их результатов в различных практических сферах, представляется необходимым рассмотрение проблемных аспектов тектонофизического анализа результатов наблюдений на примере соотношения региональных и локальных деформационных процессов и сопоставления результатов, получаемых спутниковыми и наземными системами измерений.

Известно, что наблюдаемыми (измеряемыми) величинами в геодинамике являются именно движения, а напряжения и деформации определяются по результатам вычислений. Поэтому в геодинамике (особенно современной) движения являются и объектом наблюдений, и объектом интерпретации одновременно.

При установлении степени адекватности принятых модельных представлений при интерпретации результатов наблюдений необходимо оперировать тождественными категориями. Так, например, нельзя отождествлять абсолютные и относительные понятия в современной геодинамике. Однако, понятия, которыми оперируют в современной геодинамике, а также методы изучения процессов в основном являются относительными.

Если на земной поверхности имеются два (A и B) прочно закрепленных пункта наблюдений, которые ориентированы по азимуту «север – юг» таким образом, что пункт A расположен севернее пункта B , то оказывается, что одной и той же деформации «укорочения» соответствуют пять принципиально различных по кинематике ситуаций: пункты A и B равномерно перемещаются навстречу друг другу; пункт A перемещается на «юг», а пункт B неподвижен; пункт B перемещается на «север», а пункт A неподвижен; пункт A и пункт B перемещаются на «север», но скорость перемещения пункта A меньше, чем пункта B ; пункт A и пункт B перемещаются на «юг», но скорость перемещения пункта B меньше, чем пункта A .

Таким образом, абсолютному понятию «удлинение» соответствуют пять комбинаций относительных горизонтальных перемещений, которым соответствуют различные геодинамические обстановки. Аналогичным образом выглядит ситуация и с вертикальными смещениями земной поверхности. Эти утверждения справедливы в первую очередь для систем наблюдений с малым количеством наблюдательных пунктов. В случае, профильных наблюдений с высоким пространственно-временным разрешением имеется возможность полностью зафиксировать аномалию в пределах измерительной системы и определить абсолютное значение аномального смещения земной поверхно-

сти. Так, при локальных просадках земной поверхности можно считать, что амплитуда аномального изменения, отсчитываемая от «нуля», определяемого точностью наблюдений, есть абсолютное смещение, допускающее однозначное кинематическое объяснение. Кроме того, для однозначной интерпретации необходимо, чтобы «начало» и «завершение» наблюдаемого процесса целиком укладывалось в интервал между повторными циклами наблюдений. В противном случае возникает принципиальная невозможность решения обратных задач (как кинематики, так и динамики). В связи с этим, одним из главных условий реальной трактовки результатов наблюдений является соизмеримость длительности протекания процессов с длительностью самого измерения

В самое последнее время появилась возможность использовать в современной геодинاميке абсолютные методы измерений с использованием спутниковых технологий (GPS-системы). Однако к настоящему времени, из-за отсутствия многократных GPS-измерений с повышенной пространственно-временной детальностью и дефиците информации по совмещенным (спутниковым и наземным) системам наблюдений, возникают существенные трудности при анализе соотношения региональных и локальных процессов.

Следствием этого стало то, что практически все исследователи, которые изучают современные геодинамические процессы методами GPS наблюдений, прибегают к относительному методу измерений. При этом выбирается пункт, который идентифицируется, как «твердый», а все смещения на остальных пунктах вычисляются, по отношению к исходному. В этом смысле спутниковая геодезия ничем не отличается от наземной, кроме более легкой процедуры процесса измерения и слабой зависимости точности наблюдений от расстояния. Именно таким способом были получены основные характеристики о скоростях движения литосферных плит, подвижках вдоль (и поперек) крупных геоструктурных элементов строения земной коры и других региональных геодинамических процессов. Однако, как показывают результаты, полученные на геодинамических полигонах, величины и знаки скоростей современных движений земной поверхности, полученные наземными и спутниковыми методами, зачастую противоречат друг другу.

Так, многолетние наземные, геодезические наблюдения (более 40 лет) за горизонтальными и вертикальными движениями земной поверхности в Копетдаг-Каспийском регионе полностью противоречат спутниковым наблюдениям о скорости сближения Туранской и Иранской плит, а также правостороннего сдвига вдоль Передового разлома Копетдага. Примечательно, что аналогичное, прямое использование данных GPS-измерений для анализа современной динамики региональных геоструктур привело к тому, что не удалось обнаружить значимых смещений по знаменитому Таласо-Ферганскому разлому.

Точность GPS измерений слабо зависит от расстояния между пунктами наблюдений. Это, зачастую, порождает иллюзию того, что, и анализ

результатов измерений автоматически не зависит от густоты наблюдательной сети. Вместе с тем, хорошо известно, что, на результаты определения региональных скоростей движений крупных геоструктурных элементов среды спутниковыми методами, когда расстояния между наблюдательными пунктами составляют десятки и сотни километров, существенное влияние оказывают локальные деформации в разломных зонах. Эти процессы приводят к принципиальному искажению региональных характеристик движений. Если в окрестности пункта GPS наблюдений расположена разломная зона, в пределах которой имеют место локальные, присущие собственно этой зоне, аномальные деформационные процессы, то при определении векторов и скоростей движений, полученных осреднением на больших базах измерений, можно локальные характеристики движений идентифицировать, как региональные. Кроме того, при идентификации движений литосферных плит, которые должны перемещаться, как жесткие, нужно четко разделять скорости «жестких» смещений (например, горизонтальных) от смещений земной поверхности, обусловленных деформационными процессами внутри самой плиты. Естественно, что при относительном способе измерений невозможно разделить один тип движений от другого. При абсолютном же способе, можно разделить эти движения, проводя соответствующую редукцию данных в рамках перехода от формализма Лагранжа к формализму Эйлера. В подобной ситуации необходимо проводить совместный анализ и сочетание спутниковых и наземных, региональных и локальных методов наблюдений за деформациями земной поверхности. Отсюда следует ряд важных выводов:

1. Объективность определения базовых характеристик (скорость, направленность и масштабы проявления) современных геодинамических процессов принципиальным образом зависят от пространственно-временного масштаба наблюдательных систем и способа измерений.

2. Для идентификации характеристик региональных деформационных процессов методами GPS измерений необходима соответствующая редукция наблюденных данных на предмет разделения «жесткой» и «деформационной» составляющих движений, а также тщательный учет и селекция современной, локальной динамики разломов.

3. Эффективность и адекватность получаемой информации о современном геодинамическом состоянии недр в существенной мере зависит от наличия совмещенных систем абсолютных и относительных геодезических наблюдений.

Влияние разломной тектоники юго-западного фланга Байкальского рифта на состав подземных минеральных вод Тункинской межгорной впадины

Ю.И. Кустов

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

Территория юго-западного фланга Байкальского рифта (западнее впадины озера Байкал) представлена серией межгорных впадин, разделенных одна от другой межвпадинными перемычками, – это Быстринская, Торская, Тункинская, Туранская, Хойто-Гольская, Мондинская впадины. Из всей группы впадин наиболее значительной по площади и мощности осадочного чехла является Тункинская. С севера она ограничена горно-складчатыми сооружениями Восточного Саяна, с юга – отрогами хребта Хамар-Дабан. На востоке Тункинская впадина отделена Еловской межвпадинной перемычкой от Торской впадины, а на западе примыкает к кристаллическим породам Ниловского отрога.

Заполнителем впадины служат осадочные породы терригенного состава (валунно-галечные отложения, пески, глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, бурые угли неоген-четвертичного возраста), пронизанные пластовыми интрузиями и дайками базальтов. Осадочный чехол Тункинской впадины на полную мощность не вскрыт, хотя скважина 2-о, пробуренная южнее с. Хурай-Хобок (погруженная часть впадины), имеет глубину 2117 м.

В районе пос. Аршан породы фундамента вскрыты на глубине 40 м (скв. 40) и 380 м (скв. 41) – нижнепротерозойские темно-серые известняки доломитизированные, графитизированные в кровле разрушенные, вниз по разрезу становятся трещиноватыми, кавернозными, отмечается их окварцевание. В районе пос. Жемчуг (южная часть), на правом берегу р. Иркут породы фундамента вскрыты на глубине 994 м (скв. 1-р) и представлены корой выветривания и мелкозернистыми биотитовыми гранитами 2-ой фазы интрузий саянского комплекса позднепротерозойского возраста.

На основе анализа данных структурных и тектонофизических исследований для региона Тункинского рифта О.В. Луниной и А.С. Гладковым составлена карта его разломно-блокового строения [1]. Нами использован фрагмент этой карты, включающий территорию Тункинской впадины, где определенный интерес представляют установленные разломы субширотного и субмеридионального направлений. Первые ограничивают впадину по её северной и южной границам, а разломы субмеридионального направления пересекают территорию Тункинской впадины с севера на юг. Наиболее интересным является субмеридиональный разлом по линии Аршан – Улан-Горхон.

Нанесенные на карту известные водопункты минеральных вод подчеркивают его расположение.

На севере в районе пос. Аршан, где происходит пересечение рассматриваемого разлома с субширотным отрезком разлома Тункинского, в аллювии р. Кынгарги выявлен Аршанский источник минеральных вод – это углекислые холодные воды с минерализацией 3.5 г/дм^3 , по ионно-солевому составу сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые [2, 3]. По результатам бурения гидрогеологических скважин на этом участке разведано месторождение минеральных вод того же состава, но в скважинах, пробуренных южнее линии Тункинского разлома на глубину 650–700 м, вскрытые минеральные воды имеют температуру $44\text{--}45^\circ \text{C}$. В то же время, восточнее субмеридионального разлома (по нему заложена долина р. Кынгарги) температура вскрытых минеральных вод всего 25°C [4].

Южнее с. Хурай-Хобок, уже в пределах центральной части впадины, пробурена скважина 2-о с целью получения информации на проявления нефти и газа. Вскрытый скважиной разрез терригенных отложений неогена, перекрытых четвертичными отложениями различных генетических типов, разделенных на две свиты по наличию в их составе пластов бурого угля. В процессе бурения скважины водопроявления отмечены на глубинах 1504 м и 1897 м. Выделенные интервалы насыщены водами, идентичными по величине минерализации $1.3\text{--}1.5 \text{ г/дм}^3$, гидрокарбонатные натриевые по ионно-солевому составу. Отличие выявлено в составе растворенных газов. В отложениях аносковской свиты (верхней) ниже 1504 м в растворенных газах вод азот (65 об. %) преобладает над метаном (27 об. %), в то время как в отложениях танхойской свиты (нижней) ниже 1897 м – метан (76 об. %) преобладает над азотом (24 об. %), что связано с наличием пластов бурого угля в разрезе свиты. Влияние разлома рассматриваемого направления на изученный гидрогеологический разрез, скорее всего, отражено высокой температурой воды (37°C на отметке 1504 м) при наличии в районе многолетнемерзлых пород на глубине 100 м.

Третий участок выполненных гидрогеологических исследований, где обнаруживается прямая связь мелких разломов с разломом субширотного направления и их влияние на подземные воды, расположен на правом берегу р. Иркут вблизи пос. Жемчуг. Скважиной 1-р породы фундамента вскрыты в интервале 994–1026 м. Приток воды в этом интервале не установлен. Водопроявление выявлено в интервале 731–798 м, дебит при фонтанировании достигал 8 л/с. Вода с минерализацией 1.2 г/дм^3 по ионно-солевому составу гидрокарбонатная натриевая, в составе растворенных газов преобладает метан (60 об. %) над азотом (33 об. %), температура воды на устье 38°C [2]. Скважиной 1-г (на расстоянии 100 м от скв. 1-р) породы фундамента вскрыты в интервале 1056–1093 м; с глубины 1089.8 м до забоя установлена сильная трещиноватость пород. Бурение интервалов 770–776 м и 882–890 м сопровождалось газопроявлением. Излив воды из скважины начался с глубины

1055 м. Гидрогеологические параметры разреза по скважине 1-г заметно отличаются от таковых по скважине 1-р: обводнены породы фундамента (гнейсы амфиболовые и гранито-гнейсы), растворенный газ представлен двуокисью углерода (CO_2 92 об. %), минерализация воды составляет 4.8 г/дм³, ионно-солевой состав воды хлоридно-гидрокарбонатный магниевонатриевый, температура воды 54.4°С на устье и 60°С на забое, дебит скважины составил 6.2 л/с при фонтанировании. Разница в отметках вскрытия пород фундамента –58 м, наличие коры выветривания – 8 м в скважине 1-р (против 0.8 м в скв. 1-г), установление в скважине 1-г интервала интенсивной трещиноватости и различные по составу воды, выявленные в обеих скважинах – результат проявления тектоники в районе пос. Жемчуг.

Наличие разломов в осадочном чехле артезианских бассейнов, причем разных направлений, затрудняет латеральное движение подземных вод в них вплоть до полного его прекращения. Пример такого бассейна – Тункинская впадина. Разломно-блоковая система Тункинской впадины (бассейна) предполагает и способствует образованию на локальных участках (Аршан, Жемчуг) скоплений подземных вод с различным газовым, ионно-солевым составом и интенсивностью обводнения.

Составлены Карта проявлений минеральных вод Тункинской впадины (бассейна) и Гидрогеохимический разрез от Тункинских гольцов – до хребта Хамар-Дабан по линии Аршанский источник – Хонгарульский источник от скважин Аршанского месторождения – скважина 2-о (Хурай-Хобок) – скважины 1-г, 1-р (Жемчуг) – источник Хонгарульский.

Литература

1. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная тектоника Тункинского рифта – отражение процесса косога растяжения // Доклады РАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 516-518.
2. Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Иркутское книжн. изд-во. 1977. 223 с.
3. Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В., Сонголов В.И., Мурашова Т.В., Сизых Т.П. Углекислые минеральные воды курорта «Аршан-Тункинский»: история и состояние его гидроминеральных ресурсов // Сибирский медицинский журнал. 2002. № 6. С. 87-96.
4. Кустов Ю.И., Сонголов В.И. Гидроминеральная база курорта «Аршан-Тункинский» и использование её компонентов в практических целях // Сибирский медицинский журнал. 2005. № 8. С. 86-90.

Реконструкция поля деформаций очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г

О.А. Кучай

Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, kuchayOA@ipgg.nsc.ru

В данной работе анализируются сейсмотектонические деформации земной коры полученные по данным механизмов очагов землетрясений и афтершоков, зарегистрированных до и после и Алтайского (27 сентября 2003 г, $M = 7.3$ ($\varphi = 50.04^\circ$, $\lambda = 87.97^\circ$) землетрясения произошедшего в Алтае-Саянской области.

Расчет сейсмотектонической деформации (СТД) по данным о механизмах очагов землетрясений производится в соответствии с представлениями Б.В. Кострова, С.Л. Юнги [1, 2].

Механизм очага Алтайского землетрясения – сдвиговый, ориентация разрыва (130°), фиксируемая, в том числе, сейсмодислокациями на поверхности протяженностью до 60 км [3], отвечает существующей региональной системе напряжений [4,], где близгоризонтальные оси сжатия и растяжения ориентированны субмеридионально и субширотно соответственно. СЗ–ЮВ. Финальный этап подготовки Алтайского землетрясения имеет длительность не меньшую, чем 30–35 лет. Поэтому рассматривались сейсмотектонические деформации (СТД), накопленные за 30 лет до главного землетрясения. В области подготовки Алтайского события ориентация главных осей сейсмотектонических деформаций такова, что к западу от очага будущего землетрясения оси удлинения – близгоризонтальны при близвертикальных осях укорочения, к востоку от очага расположена зона с близгоризонтальными осями укорочения. Данные космической геодезии подтверждают этот вывод [5]. Начало вспарывания Алтайского землетрясения осуществилось в зоне контакта деформаций с разнонаправленным положением максимальных осей сжатия и растяжения, а в поле широтной, меридиональной и вертикальной компонент деформаций в зоне условной границы разделяющей положительные и отрицательные величины деформаций. К интерпретации рассматриваемого явления можно подойти, исходя из мезомеханической концепции пластического состояния вещества [6]. В рамках этой концепции пластический сдвиг осуществляется по схеме: первичный концентратор напряжений – релаксационный сдвиг со стесненным поворотом, формирующим локальную зону изгиба-кручения как вторичный концентратор напряжения – последующий релаксационный сдвиг и т.д. При этом данная схема развивается на нескольких масштабных уровнях. Разрыв по магистральной трещине является финальным релаксационным сдвигом. Таким образом, моменту разрыва (на заданном масштабном уровне) предшествует образование деформации изгиба-кручения на том же масштабном уровне. Классические

теории изгиба и кручения имеют дело с идеальными объектами (стержни, балки, пластины), ограниченными свободными границами, тогда как в нашем случае имеет место стесненные изгиб и кручения ограниченной области неоднородной сплошной среды. Рассматривая механизм влияния изгибной деформации на формирование главного разрыва, имеет смысл говорить о двух возможностях [7]. Первая состоит в том, что, благодаря упругому повороту жесткого блока, поле сдвиговой деформации в некоторой ограниченной области полностью трансформируется в изгибную деформацию. Изгибные деформации инициируют возникновение трещины отрыва в пределах сейсмогенного разлома (либо в полосе локализованной деформации), которая, в свою очередь, вызывает неустойчивость по всему сейсмогенному разлому. Предполагается, что землетрясение возникает на некотором расстоянии пересечения нейтральной поверхности с сейсмогенным разломом. Вторая возможность состоит в том, что изгибная деформация есть локальное осложнение общего поля сдвиговой деформации. Возникающее напряжение растяжения (при трансверсальном пересечении нейтральной поверхности и сейсмогенного разлома) снижает нормальное напряжение сжатия на разломе, что увеличивает отношение T/N (здесь T – касательное и N – нормальное напряжения на разломе) и ускоряет разрыв в рамках критерия Кулона – Мора.

В качестве исходного материала для расчета сеймотектонических деформаций афтершоковой последовательности использованы данные о механизмах очагов 217 повторных толчков с $M = 3.6–6.9$, происшедших в период с 27 сентября 2003 г по сентябрь 2005 г. За весь двухлетний период сеймотектонические деформации за счет афтершоковой деятельности проявляют себя таким образом, что эпицентр главного события располагается вблизи линии нулевой деформации разделяющей области на положительные и отрицательные значения.

В рамках катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений [8] (в лаборатории вычислительной тектонофизики ИФЗ) рассчитаны ориентации осей напряжений по данным афтершоков Алтайского землетрясения. На карты ориентации осей напряжений сжатия и растяжения нанесены эпицентры афтершоков с $M > 3.0$, произошедших после построения этих карт (октябрь 2005 – октябрь 2007). Эпицентры немногочисленных афтершоков располагаются в местах изменения ориентации осей напряжений.

Таким образом, имеющийся экспериментальный материал показывает, что начало вспарывания Алтайского землетрясения происходит вблизи линии, разделяющей положительную и отрицательную продольные деформации, рассчитанные по данным механизмов очагов землетрясений, зафиксированных до главных событий. При деформировании земной коры афтершоковым процессом Алтайского землетрясения, сохраняется положение этой условной границы при изменении типа деформирования в обеих частях афтершоковой зоны. Эпицентры афтершоков, произошедших спустя два года после Алтай-

ского события, располагаются в местах изменения ориентации осей напряжений за счет предыдущих повторных событий.

Работа была выполнена в рамках Программы 16.3 РАН, Интеграционного проекта СО РАН 116 и при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00986.

Литература

1. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.
2. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14-23.
3. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. и др. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2004. 112 с.
4. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектоническая деформация Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692-723.
5. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля деформаций земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 804-809.
6. Панин В.Е., Елсукова Т.Ф., Панин А.В., Кузина О.Ю. и др. Мезоскопические структурные уровни деформации в поверхностных слоях и характер усталостного разрушения поликристаллов при знакопеременном изгибе // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7, № 2. С. 5-17.
7. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая // Физическая мезомеханика. Т. 11, № 1. 2008. С. 5-13.
8. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

Деформации в эпицентральных зонах землетрясений Гектор Майн (1999, Калифорния), Бам (2003, Иран) и Алтайского (2003, Россия) по данным SAR-интерферометрии: сравнительная характеристика

М.А. Лебедева¹, Р. Меллорс²

¹ – Институт земной коры, г. Иркутск, lebedeva@crust.irk.ru

² – Государственный университет Сан-Диего, г. Сан-Диего, США

SAR-интерферометрия – технология космической геодезии высокой точности, применяется для обработки космоснимков, полученных радаром с искусственной апертурой (SAR), успешно используется во всем мире для исследования деформаций земной поверхности различного генезиса [1]. Для исследований сейсмических событий наиболее часто применяется метод дифференциальной интерферометрии. Суть метода состоит в совокупной обработке снимков, полученных до и после землетрясения.

В докладе сопоставляются данные, полученные с помощью SAR-интерферометрии разными авторами для землетрясений Гектор Майн ($M_w = 7.1$, 16.10.1999), Бам ($M_w = 6.5$, 26.12.2003) и Алтайского ($M_w = 7.2$, 27.09.2003). Сейсмогенные разрывы во всех случаях имеют преимущественно правостороннюю сдвиговую кинематику, но имеют локальные особенности разрывообразования.

Землетрясение Гектор Майн произошло в пределах Восточной Калифорнийской разрывной зоны. При интерпретации интерферограмм [2] сейсмогенный разлом был определен как правосторонний сдвиг с опущенным западным крылом, выделены зоны поднятия и опускания блоков, соответствующие условиям транспрессии и транстенсии. Максимальный сдвиг, обнаружен исследователями в центральной части разрыва, он составляет по их оценкам 6 м.

Землетрясение Бам реализовалось в области перехода от Загросской коллизионной зоны к относительно неподвижному блоку Лут. Различные исследователи, опираясь на данные интерферограмм с двух пролетов спутников, говорят о сложной структуре разрывной зоны. Ими предложено включить в модель разрыв параллельный главному сейсморазрыву [3], либо систему трех разрывов состоящую из главного правостороннего сдвига соединенного разрывом северо-восточного простирания с надвигом расположенным в северо-восточной зоне плейстосейстовой области, субпараллельным главному разрыву [4]. Максимальное сдвиговое смещение обнаружено на южном сегменте разрыва и оценивается в 2.5 м [3] и 2.7 м [4].

Следует отметить, что для землетрясений Гектор Майн и Бам получены снимки, как с нисходящего, так и с восходящего пролетов спутников. Сэндвелл с соавторами [2] говорит о необходимости иметь данные с обоих

пролетов при оценках смещений даже чистых сдвигов. Так, при их исследовании землетрясения Гектор Майн, первоначально были получены интерферограммы нисходящего пролета и сделаны выводы о преимущественно сдвиговой характеристике разрыва. Позже исследователями была получена интерферограмма с восходящим пролетом спутников, которая показала опускание западного блока на 1 м, что уменьшило оценку сдвиговой составляющей на 1–2 м, особенно вдоль северной части разрыва [2].

Очаг Алтайского землетрясения приурочен к юго-западному борту Чуйско-Курайской впадины, расположенной на продолжении правосдвиговых разломов Монгольского Алтая. При исследовании плейстосейстовой зоны Алтайского землетрясения нами обрабатывались снимки Европейского космического агентства (ESA) ENVISAT, снятые с нисходящих траекторий пролетов 434 и 162 (рамки 2583 и 2601), полученные 23.08.2003, 16.10.2003, 01.11.2003, 09.11.2003, 06.12.2003, 25.12.2003 и 22.07.2004. Периодичность пролета спутников ENVISAT составляет 35 дней, однако, для Алтайского землетрясения нет снимков, полученных сразу после главного толчка. В период между пролетами попадают два сильных афтершока землетрясения, произошедших 27.09.2003 и 01.10.2003, влияющих на полученную интерферограмму. Для обработки снимков мы использовали программу Doris (TUDelft) и цифровые модели SRTM для вычитания фазовых смещений, обусловленных рельефом. По нашим данным максимальное изменение дальности по отношению к положению спутника (LOS) наблюдалось в Чуйской впадине и составило 1.056 м. Поскольку при использовании снимков нисходящего пролета спутника метод наиболее чувствителен к вертикальным смещениям, то соответствующую вертикальную подвижку можно оценить по формуле Нверт. = $LOS/\cos 23 = 1.14$ м. Данную оценку нужно считать минимальной, т.к. часть информации вблизи разрыва потеряна вследствие высоких градиентов скоростей. Полученные данные коррелируют с сейсмогеологическими, сейсмическими и данными GPS-измерений. По данным [5] изменение LOS для Чуйской впадины составило 1.9 м. Разница с данными, полученными нами, возможно, обусловлена проведенной Е. Ниссенем с соавторами фильтрацией и, таким образом, улучшением данных вблизи разрыва. Возможно, что на полученные результаты так же повлияло включение этими авторами в расчеты для восточной части плейстосейстовой зоны снимков, полученных в июле 2004-го года, которые содержат данные о постсейсмических деформациях.

Для территории эпицентрального поля Алтайского землетрясения имеются снимки только нисходящего пролета. Вследствие этого, нельзя восстановить две компоненты смещения по разрыву методом дифференциальной интерферометрии. Метод интерферометрии вдоль траектории полета спутника (along track interferometry (ATI)), применяемый для амплитудных снимков, в случае Алтайского землетрясения, так же не несет информации о смещениях возле

разрыва [5, 6], т.к. нисходящая траектория пролета спутника почти перпендикулярна к положению разрыва. Такое положение выгодно для подсчета LOS, но дает большие ошибки при применении АТИ. Таким образом, вследствие недостаточности данных, в случае Алтайского землетрясения, SAR-интерферометрия является дополнительным методом исследования.

Преимущества метода SAR-интерферометрии – площадное покрытие района исследований, высокое пространственное разрешение (100 м) и высокая точность измерения дальности (2–5 мм), делает его особенно привлекательным при моделировании очагов землетрясений. Однако необходимо учитывать ограничения метода при интерпретации данных.

Работа выполнялась при частичной финансовой поддержке Программы РАН № 16.3. Снимки на территорию Алтайского землетрясения получены при поддержке Cat-1 (ESA).

Литература

1. Hanssen R.F. Radar Interferometry. Data interpretation and error analysis Delft University of technology, the Netherlands. 2001. 308 p.
2. Sendwell D.T., Sichoix L., Smith B., The 1999 Hector Mine earthquake, Southern California: vector near-field displacements from ERS InSAR // Bulletin of the Seismological Society of America. 2002. V. 92, № 4. P. 1341-1354.
3. Talebian M., Fielding E.J., Funning G.J., Ghorashi M., Jackson J., Nazari H., Parsons B., Priestley K., Rosen P.A., Walker R., Wright T.J. The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault // Geophysical research letters. 2004. V. 31. P. 11611.
4. Wang R., Xia Y., Grosser H., Wetzell H.-U., Kaufmann H., Zschau J. The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: precise source parameters from satellite radar interferometry // Geophys. J. Int. 2004. V. 159. P. 917-922.
5. Nissen E., Emmerson B., Funning G.J., Mistrukov A., Parsons B., Robinson D.P., Rogozhin E., Wright T.J. Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes—dextral strike-slip and anticlockwise rotations in the northern India–Eurasia collision zone // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 216-232.
6. Barbot S., Hamiel Y., Fialko Y. Space geodetic investigation of the coseismic and post-seismic deformation due to the 2003 Mw 7.2 Altai earthquake: implications for the local lithospheric reology // Journal of Geophysical research. 2008. V. 113. B03403.

Тектоническое строение и геофизические поля рифтовых впадин Прибайкалья

О.В. Лунина¹, Н.Н. Неведрова², А.С. Гладков¹

¹ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, lounina@crust.irk.ru

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Иркутск, NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

В последние годы было показано, что отложения впадин даже в приповерхностной части чутко реагируют на тектонические подвижки кристаллического фундамента. Об этом свидетельствуют деформации плиоцен-четвертичных пород различного состава от тонкозернистых супесей и суглинков до слабосцементированных валунников и галечников, обнажающихся в естественных выходах. Возможность использования разных видов структурного и тектонофизического анализов для обработки данных о деформациях, замеренных в таких отложениях, открыло перспективы для картирования активных разломов во внутренних частях впадин, определения их кинематики, реконструкции поля тектонических напряжений позднекайнозойского возраста, а также для выявления следов древних землетрясений. В течение нескольких лет нами проводились геолого-структурные, тектонофизические и геоэлектрические исследования в крупных суходольных впадинах Байкальской рифтовой зоны и ближайших к ней депрессиях Западного Забайкалья. Указанные территории мы, вслед за Н.А. Флоренсовым, для краткости, относим к Прибайкалью. Цель настоящей работы – обобщить полученные разными методами данные о тектоническом строении осадочных бассейнов и показать эффективность их применения при картировании разломов во впадинах, перекрытых чехлом рыхлых отложений.

Исследование тектонического строения и напряженного состояния земной коры впадин и их горного обрамления проводилось путем картирования и изучения разрывных нарушений полевыми структурно-геологическими и тектонофизическими методами с привлечением морфотектонического анализа рельефа и сейсмологических данных. Для реконструкции поля напряжений использовались в основном разработки П.Н. Николаева и М.В. Гзовского, реже – кинематические методы. Главными результатами этих работ явились карты разломно-блокового строения и напряженного состояния земной коры. Геоэлектрическое изучение глубинного строения депрессий было выполнено на основе полевого материала, полученного методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с применением генераторной линии размером до 16 км. Шаг между пунктами ВЭЗ в среднем составлял 2 км. Интерпретация материалов с применением программ двумерного и трехмерного моделирования позволила получить количественные оценки электрических параметров и мощности геологических комплексов. Последние в свою очередь дали возможность выделить и обосновать сложные тектонические структуры, в том

числе и разломы, а также построить схемы поверхности кристаллического фундамента впадин. Частично результаты независимых исследований опубликованы в журналах Доклады РАН (2004 г), «Геология и геофизика» (2007–2008 гг), Геотектоника (2007–2008 гг) и других изданиях.

При комплексных исследованиях было установлено, что верхняя часть осадочного заполнения кайнозойских и мезозойских впадин Прибайкалья нарушена разрывными нарушениями, которые обнаруживаются при изучении и прослеживании деформационных структур типа трещин, конгломератов со следами скольжения, складок, кластических даек и сейсмиков, происхождение которых связано с импульсными или криповыми тектоническими процессами. Учет степени литификации неоген-четвертичных образований и характера распространения деформационных структур вместе с данными о зонах дробления, расщепления и трещиноватости в выступах коренных пород позволил проследить активные разломы на значительном расстоянии и, соответственно, откартировать разломно-блоковую структуру изученных впадин и прилегающих горных поднятий. Разломы, выявленные на земной поверхности во внутренних частях впадин, хорошо коррелируют с изменениями в глубинном строении осадочных слоев и поверхности кристаллического фундамента, проявляясь изгибами их кровли и подошвы, а также зонами более низких значений удельного электрического сопротивления.

Кинематика разрывных нарушений, активных в позднем кайнозое, подчиняется единым закономерностям, свидетельствующим об относительной стабильности регионального поля напряжений на всей территории Прибайкалья в течение позднелицен-четвертичного времени при ведущей роли СЗ–ЮВ растяжения. При этом СВ–ЮЗ дизъюнктивы являются в основном сбросами, ВСВ–ЗЮЗ – левосторонними сдвиго-сбросами или сбросо-сдвигами, ССВ–ЮЮЗ – правосторонними сдвиго-сбросами. Субмеридиональные, СЗ–ЮВ и ССЗ–ЮЮВ разломы несут следы преимущественно правосторонних сдвиговых смещений, а ЗСЗ–ВЮВ – левосторонних. Для многих из них также типична сбросовая компонента. На локальном уровне структура поля напряжений приповерхностной части земной коры изученных площадей имеет мозаичное строение, определяемое вариациями ориентировок осей главных напряжений и примерно схожим сочетанием разных типов напряженного состояния, среди которых превалирует растяжение. Установлено, что напряженное состояние сдвигового типа вносит значительный вклад в формировании разрывной структуры впадин и их горного обрамления, но является вторичным по отношению к растяжению, определяющему геодинамический режим Прибайкалья в позднем кайнозое и на современном этапе. Часть сдвиговых деформаций реализуется в сочетании со сбросовыми смещениями. Характерной особенностью поля напряжений является возникновение обстановки локального сжатия и сжатия со сдвигом, фиксируемого в

трещиноватости и механизмах очагов землетрясений. Такое нетипичное для рифтовых структур напряженное состояние проявляется, как правило, либо в горном обрамлении впадин либо в горных перемычках.

Для мезозойских и кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья и их горного обрамления в целом свойственны одни и те же черты тектонического строения и одни и те же особенности распределения поля напряжений. Некоторые отличия (количество и форма горных перемычек в депрессиях, сочетания разнонаправленных разрывных нарушений, разная раздробленность земной коры, несколько различающиеся соотношения разных типов напряженного состояния, составляющих общую структуру поля напряжения) связаны с ранее существовавшими до рифтогенеза тектоническими неоднородностями земной коры и с направлением действия региональных растягивающих усилий по отношению к ним. Обобщенная тектонофизическая модель мезозойско-кайнозойской рифтовой впадины определяется, прежде всего, наличием горных перемычек, ее ассиметричной морфоструктурой и разломно-блоковым строением осадочных слоев и приповерхностной части кристаллического фундамента.

Хорошее соответствие полученных разными методами результатов, еще больше убеждает нас в правильности интерпретаций положения разломов на составленных ранее картах. В то же время при построении трехмерных моделей разломно-блокового строения земной коры впадин необходимо уже на начальном этапе использовать оба типа данных, для того чтобы правильно определить геометрию разрывных нарушений на глубине и скорректировать положение основных разломных сместителей. Эта непростая задача для будущего. Однако уже сейчас для рифтовых впадин Прибайкалья, можно подтвердить тезис о том, что в строении приповерхностной части фундамента и осадочных слоях основную роль играют именно разрывные структуры, а не складчатые. Последние могут быть вторичной деформацией, вызванной смещениями по разломам.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 6.13, гранта Президента РФ № МК-1323.2007.5, проекта РФФИ № 08-05-98110-р_сибирь_a и Фонда содействия отечественной науке.

Вращения и деформации Байкало-Монгольской территории по данным GPS

А.В. Лухнев¹, В.А. Саньков¹, А.И. Мирошниченко¹, С.В. Ашурков¹,
Э. Кале², Ж. Девершер³

¹ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, loukhnev@crust.irk.ru

² – Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, West Lafayette, Indiana, USA, ecalais@purdue.edu

³ – Domaines Oceaniques, UMR6538 CNRSS, UBO-IUM, Plouzane, France, jacdev@univ-brest.fr

Изучению тектонических деформаций центральной Азии посвящены многие работы последних лет [1–12].

Как правило, такие сейсмоактивные районы располагаются в зонах взаимодействия, как минимум двух, а то и более тектонических плит. Скорости и направления современных тектонических деформаций структур Центральной Азии, в частности, на западной границе Амурской плиты до сих пор остаются неясными [6, 11, 13–17].

Анализ относительных деформаций позволяет выделить участки структур с преимущественно сокращающимися, расширяющимися и переходными зонами. Первые выявлены в районах Гобийского и Монгольского Алтая, а также в районе Хамар-Дабанского хребта, где значения и ориентировка осей укорочения имеет магнитуды $\varepsilon_2 = 19.2 \pm 6.0 \text{ год}^{-1}$; $\theta = 28.5 \pm 5.7$. Участки, относящиеся ко второй группе, расположены в центральной части Байкальского рифта и район Великих озер Монголии и далее на северо-восток. Здесь магнитуды осей удлинения преобладают и равны $\varepsilon_1 = 22.2 \pm 3.1 \text{ год}^{-1}$ и $\theta = -38.8 \pm 4.3$. Переходные же зоны отмечены в центральной части Монголии, между структурами Гобийского Алтая и Хамар-Дабана, где значения осей укорочения и удлинения приблизительно равны $\varepsilon_2 = 15.4 \pm 5.4 \text{ год}^{-1}$ $\varepsilon_1 = 18.1 \pm 3.1 \text{ год}^{-1}$ и не имеют выдержанной ориентировки.

Основным типом вращения на всей территории Центральной Азии является правосторонние движения с магнитудами порядка $\Omega = 6 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$.

На фоне основного право-стороннего типа вращения выделены несколько блоков с левосторонним типом. Районы Тувы и северная часть Долины Великих озер Монголии имеет скорости вращения равные $\Omega = 3.7 \text{ год}^{-1}$. Юго-восточный фланг структуры Гобийского Алтая, краем затрагивает юго-восточную границу Хангайского блока, где значения ещё меньше и равны $\Omega = 2.8 \pm 2.5 \text{ год}^{-1}$, а центральная часть Монголии описывается вращениями со скоростями равными $\Omega = 16.3^\circ \pm 2.8 \text{ год}^{-1}$.

Представители структур растяжения, распространенные в центральной части Байкальского рифта и Забайкалья имеют скорости левосторонних вращений от $\Omega = 0.3 \pm 3.5 \text{ год}^{-1}$ до $\Omega = 13.0 \pm 3.9 \text{ год}^{-1}$.

На основе анализа скоростей вращения можно сделать выводы, что вращение одного блока вызывает вращение соседних в противоположную сторону с одинаковой скоростью. Если скорость вращения равна, то это может означать, что сцепление между ними «жесткое» (не происходит накопление упругих напряжений или же в равной степени транслируется на соседние), если же скорость разная, то происходит либо проскальзывание друг относительно друга, иначе происходит накопление упругих напряжений, которые реализуются в виде землетрясений, или же рассредоточиваются на весь объем блока.

Скорости и направления движения GPS-пунктов указывают на поджимание Индостана к Евразии. Профицит материала проявляется в отодвигании Амурской плиты со скоростью в ~ 2 мм год⁻¹, компенсируя деформации посредством вращения участков. Доминирующее вращение является правосторонним, с включающими в себя территории с лево-сторонними вращениями. На таких границах скорости вращений должны быть приблизительно равны, но с разным направлением, и как следствие, происходит слабая сейсмичность, либо ее отсутствие с накоплением упругих напряжений которые, возможно, рассредоточиваются на весь объем среды.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №08-05-98113-р_сибирь_a № 08-05-00992_a.

Литература

1. Zonenshain, L.P., and L.A. Savistin. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 76. P. 1-45.
2. DeMets, C., R.G.Gordon, D.F. Argus, and S.Stein. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 425-478.
3. Avouac, J.P., and P.Taponnier. Kinematics model of deformation in central Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 895-898.
4. Argus, D., and M.Heflin. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. P. 1973-1976.
5. England P.C., and P.Molnar. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // *Geophys. Res. Int.* 1997. V. 130. P. 551-582.
6. Heki K., S.Miyazaki, H.Takashi, M.Kasahara, F.Kimata, S.Miura, K.An. The Amurian plate motion and current plate kinematics in East Asia // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 29147-29155.
7. Larson K., Burgmann R., Bilham R., Freymueller J.T., Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // *J. Geophys. Res.* 1999. 104. P. 1077-1094.
8. Wu J.C., Xu C.J., Chao D.B., Liu J.N., Li Y.X. Research on an intraplate movement model by inversion of GPS data in North China // *J. of Geodynamics*. 2001. V. 31. P. 507-518.
9. Li P., Cui J., Li L., Gao R., Estimation of shortening between the Siberian and Indian plates since the Early Cretaceous // *J. of Asian Earth Sci.* 2002. V. 20. P. 241-245.
10. Yang Y., Liu M., Deformation of convergent plates: Evidence from discrepancies between GPS velocities and rigid-plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V.29, No 10. doi:10.1029/2001GL013391.

11. E.Calais, M.Vergnolle, V.San`kov, A.Lukhnev, A.Miroshnichenko, S.Amarjargal, J.Deverchere, GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): implication for current kinematics of Asia // *J.Geophys. Res.* 108 (B10) (2003) 2501, doi:10.1029/2002JB002373.
12. Zhang P., Z. Shen, M.Wang, W.J. Gan, R. Burgmann, P.Molnar, Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data // *Geology*. 2004. V. 32, No 9. P. 809-812.
13. D.Wei, T.Seno, Determination of the Amurian plate motion, in: M.Flower, S.Chung, C.Lo, T.Lee (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia*, 1998. PP. 337-346.
14. Qi Wang, Pei-Zhen Zhang, Jeffrey T. Freymueller, Roger Bilham, Kristine M. Larson, Xi'an Lai, Xinzhaoyou, Zhijun Niu, Jianchun Wu, Yanxin Li, Jingnan Liu, Zhiqiang Yang, Qizhi Chen Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements // 19 October 2001. V 294 *SCIENCE*.
15. E.V. Apel, R.Burgmann, G.Steblov, N.Vasilenko, R.King, A.Prutkov, Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // *Geophys. Res. Lett.* 33 (2006) L11303, doi:10.1029/2006GL026077.
16. E.Calais, L.Dong, M.Wang, Z.Shen, M.Vergnolle, Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L24319, doi:10.1029/2006GL028433.
17. S.Jin, Pil-Ho Park, W.Zhu, Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 257. P. 486-496.

Реконструкция палеонапряжений Северо-Западного Кавказа двумя независимыми группами исследователей

А.В. Маринин¹, А. Сейнто²

¹ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, marinin@yandex.ru

² – Геологическая служба Норвегии, г. Тронхейм, aline.saintot@ngu.no

В последние десятилетия в пределах складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа были проведены полевые тектонофизические исследования, направленные на изучение условий формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа и на определение действовавших здесь палеонапряжений. Эти работы нашли отражение в публикациях двух групп исследователей, российской [1, 2, 4, 5] и французской [7, 8].

Исследования и сбор фактического материала проводились обеими группами по специальным методикам, направленным на определение знака и ориентировки древних и современных напряжений в литосфере. Эти методы используют геологические индикаторы тектонических напряжений (трещины отрыва, трещины скола, зеркала скольжения, стилолиты, жилы и т.д.). Суть парагенетического метода российской группы заключается в выявление характерных парагенезов разрывных структур, соответствующих определенному типу напряженно-деформированного состояния [3]. Французская группа использовала метод Ж. Анжелье [6], анализирующий данные об ориентации плоскостей разрывов и направлений смещений вдоль них.

Проведенные исследования разделяются на три основных этапа. На первом этапе обеими группами были получены данные по кинематическим индикаторам (тектонической трещиноватости) в каждой конкретной точке наблюдения и, когда это было возможно, данные по их взаимоотношению между собой и положению в структуре более высокого ранга. На втором этапе исследований на основании полученных данных определялись ориентировка осей напряжения и тип напряженно-деформированного состояния. В результате первых двух этапов в каждой конкретной точке были определены параметры тензора поля напряжений, который можно назвать «локальным стресс-состоянием» (local stress state). Российская группа исследователей собрала данные по тектонической трещиноватости в 300 точках региона с общим количеством индикаторов напряжения свыше 4900. Французскими исследователями в 58 точках были реконструированы 123 локальных стресс-состояния (по данным более 2000 индикаторов). Двумя группами по локальным стресс-состояниям были получены сходные результаты.

На третьем этапе полученные данные обобщались и интерпретировались. Интерпретация совокупности локальных стресс-состояний существенно зависит от подхода и выбранной модели деформирования региона. С точки

зрения российской группы трудность выделения этапов развития полей напряжений определяется следующими факторами: 1) сложной блоковой структурой подвижных поясов, что искажает направления генерального стресса; 2) возможностью практически мгновенной по геологическим меркам сменой ориентации осей напряжения и типа напряженного состояния; 3) характером складчатых и разрывных нарушений, которые в разных зонах складчатого сооружения могут иметь разный возраст. Эти положения для российской группы послужили причиной, не позволяющей обосновать единую хронологию палеострессовых режимов.

Российской группой была установлена ведущая роль северо-восточного (до север – северо-восточного) сжатия, с действием которого парагенетически связано формирование основных складчатых и разрывных структур [1, 2, 4, 5]. Северо-западное сжатие хорошо проявлено в пределах поперечных зон Северо-Западного Кавказа и в районе между Туапсинской и Джанхотской (Геленджикской) флексурно-разломными зонами (Северско-Псекупский блок) [2]. Наибольшее распространение имеют парагенезы, сформированные в условиях тангенциального сжатия. Реже фиксируются парагенезы, сформированные в условиях субвертикального сжатия. Распространенные на Северо-Западном Кавказе дизъюнктивные зоны северо-западного и субширотного простираения формировались в обстановке сжатия с существенным значением сдвиговой составляющей (правосторонней – в зонах северо-западного простираения, и левосторонней – в зонах субширотного простираения). Большинство дизъюнктивных парагенезов связывается с эпохой складкообразования, основная фаза которой, как нам представляется, приходится на эоценовое время. Поле напряжений с преобладанием ориентировок север – северо-западного сжатия, наиболее отчетливо было проявлено на позднейшем этапе развития региона (миоцен-антропоген).

Французская группа объединила сходные локальные стресс-состояния в единое поле по всему региону (считая складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа однородным блоком). Это позволило выделить десять последовательно сменяющих друг друга полей палеонапряжений [7, 8]. Эти поля исследователи связывают с семью основными тектоническими событиями в эволюции Северо-Западного Кавказа (начиная с позднемелового времени). Первые три поля палеонапряжений с разными типами (сдвиговым и сбросовым) и направлениями соответствуют хрупким деформациям, предшествовавшие наклону плоскостей залегания, связанных с главной позднеэоценовой фазой складчатости и надвигообразования. Позднеэоценовые палеострессовые поля рассматриваются как части главного события – позднеэоценовой компрессионной деформации по всей длине пояса. На позднейшем этапе развития региона выявлено север – северо-западное сжатие.

В целом, можно отметить, что подавляющая часть определенных двумя группами исследователей локальных стресс состояний связана с эоценовой

компрессионной фазой складчатости. Двумя независимыми группами исследователей были получены следующие выводы, в целом совпадающие и, вероятно, соответствующие реальному природному процессу: 1) наиболее проявлены северо-западное и запад – северо-западное направления простира-ния разрывных зон; 2) в пределах складчатого сооружения преобладают субгоризонтальные ориентировки максимальных сжимающих напряжений; 3) наиболее проявлено северо-восточное направление сжатия (до север – северо-восточного), которое играло определяющую роль в формировании позднеальпийских структур региона; 4) поле напряжений, связанное с север – северо-западным сжатием, было проявлено на позднейшем этапе развития региона. Важный методический вывод заключается в том, что для понимания степени достоверности результата и границ его применения важно иметь полную информацию о принимаемых допущениях и использованных моде-лях. Эти аспекты должны быть отражены в публикациях по анализу полей напряжений.

Литература

1. Маринин А.В. Некоторые особенности позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 16-19.
2. Маринин А.В. Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. № 2. С. 22-24.
3. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектониче-ских процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. Ч. 2. С. 173-235.
4. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Маринин А.В. Альпийская кине-матика и динамика формирования складчатых и разрывных структур Северо-Западного Кавказа // Проблемы региональной геологии и тектоники. Тез. докл. на науч. чтениях, посв. 90-летию проф. М.В. Муратова. М.: МГГА. 1998. С. 30.
5. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавка-за. Т. 1. Новочеркасск: 1999. С. 69-73.
6. Angelier J. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. J. Struct. Geol. 11. 1989. P. 37-50.
7. Saintot A. Reconstruction des champs de paleocontraintes de la Crimée au Caucase nord-occidental, relations avec le développement des structures majeures. Apport de la teledetection l'analyse structurale. Academie de Paris. 2000. P. 536.
8. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 357. 2002. P. 1-31.

Большие плотины как сенсоры опасных геодинамических процессов

А.Н. Марчук, Н.А. Марчук

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, n-marchuk@mail.ru

С момента вступления в действие карты ОСР-97 в повышенной сейсмической опасности оказались 32 крупных гидроузла Российской Федерации. Поверочные расчеты устойчивости и прочности плотин с большой натяжкой (по фактической, а не нормативной прочности бетона и завышенным в проектах коэффициентами запаса на сдвиг), показали удовлетворительную степень надежности сооружений под действием сейсмической нагрузки, увеличенной на 2–3 балла.

Вместе с тем, отдельные части сооружений, находящиеся в предельном состоянии, электротехническое и гидромеханическое оборудование этих ГЭС, а также поселки эксплуатационного персонала не отвечают требованиям сейсмостойкости. Если учесть общее старение сооружений, наличие возбужденной сейсмичности в районах расположения некоторых объектов, то необходимость антисейсмических мероприятий становится очевидной. По этой причине ИФЗ РАН с 1992 г. ведет исследования геодинамического влияния на высоконапорные плотины.

Многофункциональные измерительные системы плотин позволяют контролировать изменения состояния геофизических полей во вмещающей геологической среде. Например, в арочно-гравитационной плотине Саяно-Шушенской ГЭС на р. Енисей высотой 245 м с объемом бетона 9.6 млн. м³ установлено более 13 тыс. датчиков различного назначения. Дренажная сеть плотины в основании и в берегах включает около 700 скважин глубиной до 80 м. Систематическим, а все чаще автоматизированным измерениям подвергаются подвижки в ближайших разломах, напряжения. Деформации, смещения, наклоны, осадки, параметры фильтрационного режима, сейсмологические и метеорологические условия района расположения сооружений. Фиксируется отклик плотин на быстрые и медленные тектонические движения, на подготовительный период землетрясений.

Исследованиями на Чиркейской, Токтогульской, Саяно-Шушенской и других плотинах установлено, что штатными и специальными наблюдениями по существующим измерительным системам можно выделить гидрогеодинамические, деформационные, тензометрические и другие типы предвестников в период подготовки землетрясения на фоне известных зависимостей измеряемых параметров от уровня водохранилища. Проведены успешные эксперименты по прогнозу землетрясений на Токтогульской (Киргизстан), Чиркейской и Саяно-Шушенской ГЭС, оформленные документально.

Будинирование, меланжирование и рассланцевание – звенья одной цепи?

В.С. Милеев

Геологический факультет МГУ, г. Москва, mileev@geol.msu.ru

Связь всех трех тектонических процессов хорошо прослеживается на примере хетоламбинского структурно-вещественного комплекса архейской Беломорской зоны в районе структурно-петрологического полигона Гридино. Ранее эти образования рассматривались как стратифицированные [2, 3 и др.], позднее стратификацию беломорской серии подвергли пересмотру [4–6, 9, 10 и др.]. Нами принята схема субдукции архейской базитовой коры под Карельский блок с насыщением ее гранитоидами (мigmatитами).

В структурном отношении в районе Гридино наблюдаются в разной степени деформированные амфиболиты и гнейсы. «Гнейсы» – тонко полосчатое (1–3 мм) чередование меланократовых (апоамфиболитовых) и лейкократовых (гранито-гнейсовых) (мigmatитовых?) слоев – рассланцованные породы. В меланжированных образованиях кластолиты представлены амфиболитами (по неоархейским дайкам metabазитов). Будинаж проявлен в разобщении даек амфиболитов и палеопротерозойских габбро-норитов и габбро.

Очевидно, что при деформации амфиболиты и палеопротерозойские дайки характеризовались большей вязкостью, чем матрикс – гнейсы и мigmatиты.

Здесь выделяются две структурные единицы. Нижняя – разноориентированные крутозалегающие все эти образования и верхняя – пологозалегающие тонкополосчатые образования («гнейсы») с будинированными телами габбро-норитов и габбро. Не вызывает сомнения, что все эти образования являются разновременными, но одновременно очевидно, что в деформационном плане они образуют единый ряд, последовательно сменяющих процессов: будинирование → меланжирование → рассланцевание. Установление реальности этой эволюционной структурной последовательности – задача будущего, требующая большого объема трудоемких и детальных структурных, петрографических, петрологических, петрофизических и геохронологических работ.

Для иллюстрации этой схемы произведен простейший расчет и построены блок диаграммы изменения соотношений между относительно маловязким матриксом и более вязкими прослоями в зависимости от степени деформации (таблица с округлением результатов).

При этом были приняты следующие ограничительные условия:

1. Деформация происходит в условиях несжимаемости материала – $(1+\epsilon_1)(1+\epsilon_2)(1+\epsilon_3) = 1$.

2. Исходные размеры будины имеют соотношения – $a : b : c = 5 : 2,5 : 1$.

3. Деформация происходит в условиях текучести однонаправленного тектонического потока по оси А (+ ϵ_1) с поперечным расширением (удлинением) по оси В (+ ϵ_2) до 0.05, что обеспечивает возможность поворота будин принятого размера в плоскости тела на 90°. При этом деформация вызывает сокращение вертикальной мощности потока по оси С (– ϵ_3).

4. Размеры исходного рассматриваемого объема и будин постоянны.

5. Исходные размеры по мощности (и объему) будинированного тела и матрикса – 1 : 9.

6. Вязкость будинированного тела принята за 1.1, а матрикса – 1, что приблизительно соответствует обратным соотношениям текучести (и деформации) гранито-гнейсов и амфиболитов Кольской ГС по данным экспериментов для разных РТ-условий и глубин от 7000 до 10000 м [12]. Однако при формировании мигматитов это соотношение резко инверсирует.

Ранее нами было показано, что будинаж развивается в 2 этапа [8 и др.]. Первый этап (табл. – №1–2) – разделение вязкого тела на будины при ориентировке оси будины b по оси А (σ_1), а оси a – по оси В (σ_2). Минеральная линейность при этом ориентируется по оси А (σ_1) [7].

На 2 этапе (табл. – №3), при дальнейшем развитии деформации и сохранении ориентировки линейности, происходит поворот будин на 90° – a располагается по оси А, а b – по оси В.

Таблица

№	Матрикс						Будина									
	A = B = C = 50, V = 125 000						a = 25, b = 12.5, c = 5, V = 1562.5									
	A	B	C	+ε ₁	+ε ₂	− ε ₃	a	P ₁	b	P ₂	c	%	+ε ₁	+ε ₂	− ε ₃	
1	50	50	50	0	0	0	25	0	12.5	0	5	0	0	0	0	
2	52.5	53	45.4	0.05	0.05	0.1	25	2.5	12.5	2.5	5	0	0	0	0	
3	112	53	21.3	1.24	0.05	0.64	25	3	12.5	2.5	5	0	0	0	0	
4	209	53	11.4	3.18	0.05	0.77	48	4.7	13.0	13.3	2.5	-50	0.9	0.05	0.5	
5	352	53	6.8	6.05	0.05	0.86	80	8.0	13.0	13.3	1.5	-70	2.2	0.05	0.7	

№ – этап деформации; $A \geq B \geq C$ – размеры рассматриваемого объема в условных единицах по осям А, В, С; $a > b > c$ – размеры будины в тех же единицах; V – объем; ϵ_1 – максимальное удлинение в направлении максимального растяжения – σ_1 ; ϵ_2 – минимальное удлинение в направлении среднего напряжения – σ_2 ; ϵ_3 – максимальное сокращение в направлении максимального сжатия – σ_3 ; % – процент сокращения мощности будины по оси С; P_1 – межбудинный интервал по оси А; P_2 – межбудинный интервал по оси В

В.В. Белоусов [1 и др.] отмечал, что при будинировании при относительно низких значениях РТ- условий будины разделяются отрывами, а при высоких при инверсии прочностей – сколами. Далее деформируются сами будины (табл. – №4). Это этап меланжирования, когда будины приобретают эллипсоидальную форму. Н.Г. Судовиков эти образования выделял как агматиты

[11 и др.]. Завершается процесс при наращивании деформации превращением исходного объема в рассланцованный комплекс (табл. – №-5).

Произведенный расчет подтверждает предложенную схему эволюции даже при незначительном первоначальном насыщении матрикса вязкими телами (9 : 1), а при большем количестве вязких прослоев картина только усилится.

Литература

1. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: 1985. 207 с.
2. Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.: Наука. 1967. 111 с.
3. Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. М.: Недра. 1960.
4. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломоро-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46-68.
5. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 572).
6. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 521).
7. Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 4. С. 869-872.
8. Милеев В.С. Нахождение по будинажу тензора главных деформаций // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 4. С. 920-923.
9. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.
10. Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39-56.
11. Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения // Тр. лаб. геол. докембрия. Вып. 5. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 97-174.
12. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: 1988. 255 с.

Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая

А.О. Мострюков¹, В.А. Петров¹, Ню Анфу², В.Б. Смирнов^{3,4}

¹ – Геофизическая обсерватория “Борок” филиал ИФЗ РАН, petrov@borok.adm.yar.ru

² – Институт Наук о Землетрясениях, КАЗ, г. Пекин, Китай

³ – Институт физики Земли РАН, г. Москва

⁴ – Физический факультет МГУ, г. Москва

Проведено сопоставление ориентаций главных осей поля тектонических напряжений, реконструированного по сейсмологической информации о механизмах очагов землетрясений, и поля деформаций по данным наблюдений GPS-измерений на территории Китая.

В Китае технологии космической геодезии по определению скоростей современных движений земной коры начали интенсивно развиваться с 1998 года. Эти наблюдения дали важную информацию о характере движения и деформирования земной поверхности. Получение GPS-измерений, их анализ и обобщение позволили выявить особенности параметров современных движений и особенности деформирования как всего Азиатского региона в целом [1], так и его отдельных областей [2], получить для территории Китая пространственное распределение деформаций [3]. Изучение особенностей характера движений земной коры по GPS-измерениям позволило выявить связь между деформированием областей и сейсмичностью. Эти результаты успешно использованы для прогноза землетрясения 14.11.2001 г с магнитудой $M = 8.1$ [4, 5].

В настоящей работе использованы результаты вычисления тензора скоростей деформаций по данным о GPS-измерениях, полученных системой наблюдений CMONOC (Crustal Movement Observation Network of China – около 1000 станций) за период с 1998 по 2004 годы [3]. Для оценки скорости горизонтальных перемещений земной коры на основе реальных GPS-измерений и данных о тектоническом строении территории Китая был применен метод конечных элементов. Расчеты тензора скоростей деформаций проведены с шагом 1° по широте и долготе.

При реконструкции компонент поля тектонических напряжений использован каталог фокальных механизмов очагов землетрясений. Для расчета механизмов очагов землетрясений использована сейсмологическая информация о знаках первых вступлений из бюллетеня Международного Сейсмологического Центра (ISC). Для оценки характеристик регионального поля напряжений применена методика, в основе которой лежит кинематический метод, предложенный О.И. Гущенко [6]. Его развитие позволило разработать алгоритм описания пространственно-временных изменений характеристик регионального поля напряжений с учетом

исходной точности и многовариантности определения механизма очагов землетрясений [7, 8]. Реконструкция поля тектонических напряжений проводилась по данным о механизмах очагов землетрясений за периоды с 1998–2004 годы и за 1985–2004 годы для независимых глубинных интервалов ($0 < H < 35$ км; $35 < H < 70$ км).

Реконструкции поля тектонических напряжений Китая по механизмам очагов землетрясений за периоды 1998–2004 и 1985–2004 для глубины $0 < H < 35$ км позволили сделать вывод о стационарности поля напряжений, при расширении временного интервала.

Сравнение пространственного распределения осей растяжения сейсмотектонических деформаций за 1985–2004 гг и осей растяжения тензора скоростей деформаций, рассчитанных по данным GPS-измерений, позволило сделать следующие выводы:

1. Сейсмотектонические деформации и GPS-измерения для большей части территории совпадают, а пластические деформации приповерхностной части земной коры, которые не учитываются сейсмотектонической деформацией, или малы, или имеют ту же направленность.

2. Наибольшие величины рассогласования тензоров напряжений и деформаций приурочены к областям с высоким пространственным градиентом направлений осей деформаций и, возможно, связано с неоднородностью строения областей.

3. В некоторых областях исследуемого региона наибольшие величины рассогласования приурочены к местам в недостаточной степени обеспеченных исходными данными по GPS-измерениям или малым количеством землетрясений с известным механизмом очага. В этом случае расхождения могут быть связаны с погрешностью интерполяции данных.

4. Большие величины рассогласования могут быть приурочены к зонам с однотипными деформациями по обеим горизонтальным осям (сжатие или растяжение во всех направлениях) или областям с малыми абсолютными значениями современных горизонтальных движений.

Сравнение осей растяжения, полученных за один и тот же временной интервал для двух глубинных интервалов $0 < H < 35$ км и $35 < H < 70$ км показало, что неравномерность площадного распределения исходной информации на глубинах свыше 35 км не позволяет в полной мере отразить сходимость направлений осей главных напряжений по изучаемой площади, при этом большая часть исследуемой площади относится к областям большого рассогласования направлений осей. Выделяются области, где направления осей напряжений остаются неизменными, независимо от глубинной привязки исходных данных.

Работа выполнена в рамках российско-китайского проекта “Sino-Russia joint researches on the inner-continent seismo-tectonics and new techniques in earthquake observations and prediction”, при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 06-05-64548а,

ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6 "Геодинамика и механизм деформирования литосферы"), при финансовой поддержке грантов "Study on the new methods for possibility evaluation and earthquake prediction in China", № 2004DFBA0005 и "China scholarship Council Fund", № 2004419001.

Литература

1. Larson K.M., Burgman R., Bilham R., Freymueller J.T. Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104, № B1. P. 1077-1093.
2. Chen Z., Burchfiel B.C., Liu Y., King R.W., Royden L.H., Tang W., Wang E., Zhao J., Zhang X. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation // *Journal of Geophysical Research*. 2000. V. 105, № B7. P. 16.215-16.227.
3. Liang Z.S., Ma Z.J., Niu A.F., Zhang X.L., Wang S.X., Chen B. Approaches and preliminary results of crust movement researches based on the GPS in China // *Earth Science Frontiers*. 2003. V. 10, № 1. P. 71-79.
4. Liang Z.S., Ma Z.J., Zhang X., Wang Q., Wang S. X. Horizontal strain field and tectonic deformation of China mainland related by preliminary result // *Chinese Journal of Geophysics*. 2003. V. 46, № 3. P. 352-358.
5. Gu G.H., Fu Y., Wang W.X. Analysis on the intensity of horizontal crustal deformation in China based on the results of GPS observations // *Earthquakes*. 2004. V. 24, № 2. P. 1-6.
6. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // *Поля напряжений и деформаций в литосфере*. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
7. Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // *Доклады АН СССР*. 1990. Т. 312, № 4. С. 830-835.
8. Petrov V.A., Mostryukov A.O., Lykov V.I. The recent field of tectonic stresses over the territory of China // *Journal of earthquake prediction research*. 1994. V. 3, № 4. P. 509-527.

Особенности преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики Украинских Карпат и их отражение в тектонике литосферы региона

А.В. Назаревич¹, Л.Е. Назаревич²

¹ – Карпатское отделение института геофизики НАН Укр., г. Львов, Украина, nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua

² – Отдел сейсмичности Карпатского региона Института геофизики НАН Укр., г. Львов, Украина

Карпатский регион Украины занимает территорию северо-восточного сегмента Восточных Карпат, тектонически принадлежит к Карпато-Балкано-Динарской мегаструктуре альпийского пояса и включает в себя (с юга на север) такие структурно-тектонические единицы: Закарпатский прогиб, Складчатые Карпаты, Предкарпатский прогиб и юго-западную окраину Восточно-Европейской платформы. С юга к нему примыкают тектонические структуры Паноннской (Венгрия) и Трансильванской (Румыния) впадин. В разные периоды геологической истории в данном регионе имели место различные геодинамические процессы, в первую очередь глобальный плитово-тектонический и плюм-астенолитный, взаимодействовавшие сложным образом в пространстве и во времени как между собой, так и с имевшимися на то время в регионе тектоническими структурами, что привело к формированию сложного современного строения тектоносферы данного региона.

Проводимые нами более чем 20-летние исследования сейсмичности и геодинамики Украинских Карпат, а также многочисленные данные других исследователей позволяют нарисовать следующую, приведенную ниже схему преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики Панноно-Карпато-Динарского мегарегиона (Панкардии), включающего и Карпатский регион Украины.

На преальпийском этапе в регионе имел место процесс раскрытия в результате пассивного рифтинга северного окончания океана Тетис с расчленением и отодвиганием находящихся в зоне южного берега массивов и блоков коры к югу и юго-западу на сотни километров [Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З., и др., 1995; Медведев А.П., Варичев А.С., 2001; Павлюк М.И., Медведев А.П., 2004 и др.], проходящий, по мнению этих исследователей, под действием глобальных механизмов тектоники плит. Этот процесс привел (по их данным) к деструкции имевшейся здесь континентальной коры, ее утонению, масштабным разрывам, формированию системы трогов с субокеанической и океанической корой. Мы считаем, что уже в то время в регионе Панкардия в определенной мере действовал также и местный плюм-астенолитный процесс, возможно, зародившийся или активизировавшийся в процессе или в результате описанной тектоно-магматической активизации региона.

На альпийском этапе обстановка растяжения литосферы региона под действием процессов глобальной тектоники плит сменилась режимом сжатия – надвиганием Африканской (с юга) и Аравийской (с юго-востока) плит на зажатые между ними и южными краями Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ Карпато-Балкано-Динарские структуры [Крупский Ю., 2001; Павлюк М.И., Медведев А.П., 2004 и др.]. Этот процесс обусловил сначала закрытие имевшихся трогов (как механически наиболее слабых зон с наиболее тонкой корой) и обратной консолидации раздробленных ранее массивов и блоков континентальной коры, его общий ход хорошо прослеживается по данным о миграции во времени с юга на север процессов закрытия соответствующих трогов. Одним из факторов, значительно облегчающих этот процесс, и была (по нашему мнению) относительно разогретая и пластичная (вследствие действия плюм-астенолитного процесса) астеносфера в этом регионе. В дальнейшем данный процесс перешел в обдукционно-коллизийную фазу – собственно фазу альпийской складчатости с формированием Панноно-Карпато-Динарской кольцевой мегаструктуры и мощной системы карпатских и динарских надвигов противоположной вергентности. На этом этапе плюм-астенолитный процесс обеспечивал, с одной стороны, «смазку» и прогрев на подошве литосферы, а с другой – разгрузку литосферы центральной части мегарегиона от сжимающих усилий за счет действия на ее подошву горизонтальных ветвей конвекционного потока и перенос этих усилий на периферию в зоны формирования Карпато-Динарской кольцевой покровно-надвиговой горной структуры. Вследствие как первоначальной реологической расслоенности литосферы, так и разогревающего действия астенолита процесс формирования карпатских надвигов происходил по типу «крокодиловой» или даже «мультикрокодиловой» тектоники – верхние, в основном осадочные слои пород надвигались на край платформы, а нижние пододвигались (вероятно, также и послойно) под него. Таким способом в несколько этапов сформировалась имеющаяся в настоящее время покровно-надвиговая структура Карпат с залегающими на глубинах 20–35 км несколькими границами Конрада и с «коро-мантийной смесью» в зоне подошвы коры Карпат (на глубинах до 60–65 км).

На постальпийском этапе процессы взаимного сближения Африканской и Евразийской плит и сжатия литосферы в альпийском горном поясе Европы (очевидно, вследствие контакта и взаимодействия между собой мантийных корней этих плит) стали значительно менее интенсивными, поэтому на первые роли в Панкардии вышел плюм-астенолитный процесс. Он обеспечивал прогрев и растяжение литосферы центральной части мегарегиона и сжатие по ее периферии. Это привело к прогреву, подплавлению и утонению литосферы Паннонии (и в том числе Закарпатского прогиба) до 60–65 км (коры – до 25–27 км) и ее сильной вертикальной реологической расслоенности. Данный процесс растягивания развивался по времени и нарастал по интенсивности к

периферии Паннонской впадины. В местах наиболее тонкой коры и наибольшей интенсивности действия усилий растяжения от горизонтальных астеносферных струй Паннонского астенолита в тылу фронта их действия происходили разрывы литосферы с образованиями кальдер, излияниями лав и выбросами туфов. Именно таким процессом, по нашему мнению, обусловлен, в частности, неогеновый вулканизм Закарпатья, описанный Е.Ф. Малеевым (1964), Спитковской (1974–1985) и другими и хорошо прослеживающий ход данного процесса в пространстве и во времени.

На современном этапе, как показывают данные геофизических и новейших GPS-исследований [Третьяк К.Р. и др.], наиболее выраженным в Панкардии является второй (астенолитный) процесс, который предопределяет режим субдиагонального юго-западно – северо-восточного расширения литосферы мегарегиона. Этот процесс ярко проявляется, в частности, в литосфере западной части Украинского Закарпатья, где нами по геодезическим и деформографическим данным обнаружена обстановка растяжения литосферы. Такой геомеханический режим литосферы отражается в характеристиках местной сейсмичности, в частности, в положительном крипексе местных землетрясений, он коррелирует с пространственным распределением характеристик вариаций геомагнитного поля, генетически связан с зоной высокого глубинного теплового потока и областью неогенового вулканизма в Закарпатье [Назаревич А.В., Назаревич Л.С., 1986–2008].

Еще одной важной особенностью литосферы Закарпатского прогиба является ее сильная субгоризонтальная, в том числе реологическая расслоенность с наличием подзон пониженных скоростей в «гранитах» и «базальтах». Исходя из проведенной нами комплексной интерпретации геофизических и сейсмологических данных, эти подзоны являются ослабленными подзонами, и по ним происходит послойное проскальзывание нижних слоев литосферы относительно верхних. Это сопровождается местными землетрясениями со специфическими сценариями подготовки и механизмами реализации, которые ярко отражаются в параметрических сейсмогеоакустических, деформо-графических, геомагнитных, геоэлектрических, макросейсмических и инструментальных сейсмологических данных. В еще более периферийной относительно Паннонии части литосферы региона Панкардия (например, в восточной части Карпатского региона Украины – Буковине и прилегающих территориях) действует обстановка сжатия литосферы, которая характеризуется своими особенностями геодинамики и сеймотектонического процесса.

«Экзокливаж» в угольных пластах западного замыкания Главной антиклинали Донбасса (особенности и механизм образования)

И.О. Павлов, В.А. Корчемагин

Донецкий национальный технический университет МОН Укр., г. Донецк, Украина,
geolog@dgtnu. donetsk.ua

Одна из первых генетических классификаций трещин в каменных углях была предложена Г.А. Ивановым (1939, [1]). Все трещины в углях он разделил на две основные группы (экзогенные и эндогенные), дал им подробную характеристику и рассмотрел условия их образования. Тогда же для обозначения явления образования всех этих трещин им было предложено использовать известный термин «кливаж». Основными геологическими факторами, вызывающими образование трещин «эндокливажа» (первичного кливажа) Г.А. Иванов считал диагенез и метаморфизм пород угленосной толщи, а трещин «экзокливажа» – тектонические процессы. Аналогичных взглядов придерживались в последующем и все остальные исследователи [1, 2, 3].

Трещины «экзокливажа» или трещины со струйчатыми поверхностями стоят особняком среди всего многообразия экзогенных трещин в углях. Они отличаются как от первичных («эндокливажа»), так и от типичных тектонических трещин. В морфологическом отношении трещины со струйчатыми поверхностями похожи на обычные сколовые трещины: имеют сравнительно ровные поверхности, на которых отчётливо видны морфологические элементы («струйчатость») – характерные тонкие штрихи, бороздки и валики, часто сходящиеся под острым углом (угол может колебаться от 5 до 20°). Вследствие густой штриховки, поверхности трещин никогда не бывают идеально гладкими и блестящими. Перетёртого угля вдоль них не отмечается, впрочем, как и каких-либо заметных смещений элементов угольных пластов.

В.В. Эз [3], анализируя ориентировку этих трещин в пределах Главной антиклинали Донбасса (Центральный геолого-промышленный район), установил, что они ориентированы под углом 18–35° к оси этой структуры. На стереограмме полюса этих трещин формируют конус, ось которого совпадает с осью Главной антиклинали. отождествляя этот структурный рисунок с конусом скалывания, В.В. Эз предположил, что на определённой стадии развития ось тектонического сжатия σ_3 была ориентирована вдоль оси антиклинали.

Аналогичный структурный рисунок был получен авторами при изучении трещин этого класса в углях Донецко-Макеевского района и у западного замыкания Главной антиклинали. При этом помимо ориентировки самих трещин замерялась ориентировка «струйчатости» на их поверхностях. Было установлено, что «струйчатость» (линии скольжения) на стенках трещин лю-

бой ориентировки субпараллельны (т.е. их кинематические плоскости коллинеарны) и пересекаются вдоль единой оси (аз. пр. 300–305°), совпадающей с осью конических поверхностей симметрии, которая в свою очередь совпадает, шарнирами основных складок.

Установленная упорядоченная ориентировка линейных элементов («струйчатости») отражает линейную направленность движения материальных частиц. При этом перемещение материала угольных пластов происходит в плоскости пластов по системе разноориентированных трещин в одном направлении вдоль оси складки. Выдержанность ориентировки «струйчатости» в пространстве на значительной площади свидетельствует о региональном характере этого процесса. Симметричность всех выделенных деформационных элементов складчатой структуре позволяет предположить их генетическую связь, т.е. то, что установленные деформации являются со складчатыми.

Можно предположить следующий механизм их образования. При формировании основной складчатости в Донбассе на слоистую угленосную толщу синхронно воздействовали горизонтальные сжимающие усилия ортогональные бортам бассейна и объёмные вертикальные нагрузки, обусловленные весом самих пород. В результате происходил не только изгиб слоёв с проскальзыванием по плоскостям напластования (механизм продольного изгиба), но и одновременное выдавливание материала вдоль шарниров формирующихся складок. Возникающие в процессе движения плоскости скалывания обычно расположены под углом к основной плоскостной структуре (напластованию) и пересекаются по оси совпадающей с «b»-линейностью. «Струйчатость», субпараллельная этой оси и указывающая на перемещение вещества угольных пластов вдоль шарниров складок, перпендикулярно направлению проскальзывания пород в крыльях в этом случае является аналогом «b»-линейности в метаморфических породах.

Сами трещины со «струйчатостью» в этом случае наиболее близки к кливажу. Но не в классическом его понимании: «Кливажем называются частые параллельные поверхности скольжения, развивающиеся при пластической деформации горных пород. В механическом отношении кливаж выражается в образовании многочисленных поверхностей скольжения и срезывания, по которым в процессе пластической деформации частицы смещаются относительно друг друга» [4, с. 213]. Или, в понимании Г.Д. Ажгирея: «Кливажем мы будем называть делимость и трещиноватость, развивающиеся только в слоистых горных породах, генетически связанную только со складкообразованием» [5, с. 235]. Трещины со струйчатыми поверхностями соответствуют сути этого определения, его генетическому смыслу – они образованы при пластических деформациях углевмещающей толщи при твердо-вязком течении материала угольных пластов. Возможность формирования кливажа в результате объёмного однонаправленного межмолекулярного и молекулярного движения масс предполагалась некоторыми исследователями и ранее [6,

7]. Но в данном конкретном случае сдвижение материала пород происходит не вдоль параллельных плоскостей, а по системам разноориентированных сколов.

Избирательное распространение этих трещин в пластах лишь определённого марочного состава соответствует аналогичной избирательности трещин классического кливажа.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

- трещины со струйчатыми поверхностями в углях являются своеобразным аналогом кливажа;
- сама «струйчатость» является аналогом «b»-линейности.

Литература

1. Аммосов И.И., Ерёмин И.В. Трещиноватость углей. М.: Наука. 1961. 120 с.
2. Эз В.В. Микротектоника угольных пластов и внезапные выбросы // Борьба с внезапными выбросами угля и газа в шахтах. Тр. Геофиз. института АН СССР. 1956. № 34. С. 5-73.
3. Эз В.В. К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. – М.: Наука. 1962. С. 250-264.
4. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра. 1984. 464 с.
5. Ажгирей А.Д. Структурная геология. М.: МГУ. 1956. 494 с.
6. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В. Типы кливажа и его классификация // Советская геология. 1966. № 2. С. 127-133.
7. Кирилова И.В. Кливаж, как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Наука. 1962. С. 78-109.

Опыт реконструкции геодинамических условий формирования массивов различными методами

Л.Л. Панасьян, В.И. Старостин

Геологический факультет МГУ, г. Москва, liyli@zmail.ru

Информация о процессах в горных породах, происходящих в разных геодинамических обстановках, отражается в структуре породы, в трещинообразовании, в изменении свойств пород и появлении их анизотропии и деформировании, в эффектах, изменяющих свойства минералов и пород (двойникование, появление полос погасания кварца, полосчатые текстуры), в характере развития вторичных минералов и т.п. Извлечение такой информации в широком смысле постепенно получает название эффектов генетической памяти, как фундаментального свойства горных пород, среди которых в настоящее время наиболее известны электрические, магнитные, ультразвуковые, деформационные, эмиссионные, термодинамические. Исследования на разных масштабных уровнях позволяет:

- реконструировать величины и направления напряжений и оценить современную геодинамическую ситуацию в регионах различной тектонической активности;
- получить достоверную информацию и использовать её при расшифровке истории развития структуры рудных полей и месторождений;
- при анализе состояния массивов и оценке устойчивости горных пород к различным видам воздействия, что помогает разработать концепцию мониторинга геологической среды

Тезисы посвящены некоторым результатам лабораторных методов, использованных авторами при решении ряда геологических задач. Работы в этом направлении ведутся на геологическом факультете МГУ сотрудниками кафедры полезных ископаемых и инженерной и экологической геологии с конца 80-х годов прошлого столетия. Остановимся на петрофизическом анализе месторождений полезных ископаемых, включающем различные методы структурного анализа пород, и методе акустической эмиссии.

В микроструктурном анализе по минералам-индикаторам оценивают изменения, произошедшие в породе, а в качестве генетической памяти изучаются эффекты, влияющие на свойства минералов и вызывающие изменение положения оптических и кристаллографических элементов зерен минералов в ориентированных шлифах, а также микродеформации главных порообразующих минералов. Структурные характеристики пород, в частности форма и размер зерен, определяют степень изменения таких свойств, как пористость, прочность, пластические характеристики, проницаемость, плотность при повышенных Р-Т условиях, когда активно проявляется эффект теплового разуплотнения. Форма зерен как показатель анизотропии позволяет реконст-

руировать палеотектонический режим и его интенсивность. Параметры физико-механических, пьезоэлектрических, акустических (скоростных, поляризационных, эмиссионных) свойств минералов и пород оказываются весьма эффективными при оценке палеотектонических и современных напряжений. С помощью выделения разновозрастных минералов, определяется степень деформирования минеральных агрегатов и отдельных кристаллов и их структурная неоднородность.

Ультразвуковые измерения позволяют: оценить индикатор условий образования и преобразования минералов, пород и руд - характеристическую температуру Дебая; ультразвуковой структурный анализ - судить об интенсивности и направлении существующих полей напряжений по разнице в анизотропии упругих волн в массиве и на образцах; восстанавливать палеотектонические поля напряжений с учетом макро-, микро- и субмикроскопических систем трещин (например, используя диаграмму приращения продольных волн и полюса деформационных ламелей в кварцсодержащих породах).

Акустопляризационные измерения показывают, что минимальной анизотропией обладают породы и руды, залегающие в жестких блоках, а в пределах участков пластичных пород – максимальной. В образцах из расслоенного интрузива, вне зависимости от минеральных ассоциаций в каждой пачке такого массива обязательно присутствуют изотропные, трансверсально-изотропные и ортотропные породы, анизотропия которых может создаваться в строгом соответствии с динамикой осаждения кристаллов [6].

Структурно-петрофизический анализ (СПАМ), дает возможность с помощью единого обобщающего параметра разделять породы с точки зрения благоприятных геодинамических условий рудоотложений. Для этого вводится комплексный рудно-петрофизический коэффициент, учитывающий 11 параметров оценки свойств пород, что позволяет выделять участки, благоприятные для локализации руд и экраны рудоносных растворов; исследовать разновозрастные образования и вычленять их фации; проводить палеореконструкции в деформированных рудных полях и устанавливать свойства пород, существовавшие до регионального метаморфизма; выделять унаследованные, приобретенные и составные текстуры в породах, являющиеся «памятью» породы или руды об условиях формирования и преобразования в течение геологической истории [1, 2].

Для оценки величин современных или палеонапряжений (температуры) используется метод изучения памяти горных пород с помощью АЭ, основанный на эффекте Кайзера. Эффекты памяти и динамика их сохранения изучались в породах разного состава и строения, истории напряженного состояния, при изменении последовательности воздействия температуры, влажности и давления, при насыщении различными жидкостями. Анализ результатов исследований помог решить ряд общих геологических задач. Для массивов Талнахского рудного узла величина дополнительных горизонтальных напря-

жений по всему разрезу была оценена в 80–100 МПа [3]. На Южном Урале (80 обр. СГ-4) в массивах вблизи тектонического разлома, напряжения в 2–2.5 раза превышают гравитационные, а низконапряженные участки располагаются непосредственно у милонитовых зон и в туфопесчаниках сразу под границей углового несогласия пород. Для района алмазных месторождений (Якутия) в кимберлитах восстановлено несколько уровней напряжений, одно из которых связано со сбросом напряжений в процессе внедрения в осадочный чехол и не превышает уровень давления налегающей толщи. В метасоматитах установлены температуры, соответствующие измеренным *in situ* на глубине отбора образцов, а в «зоне вскипания» не обнаружено напряжений по эффекту памяти (условия близкие к гидростатическим), что подтверждается наличием здесь изотропных по акустополаризационным измерениям пород [4]. В склоне долины р. Кокомерен (Коргия) на глубине 2000 м акустоэмиссионные исследования проводились через два года после отбора проб, установлена максимальная компонента современного поля напряжений, превышающая гравитационную на 30%, что исследователи данного региона относят к действию тектонических сил [5]. По результатам изучения напряжений с помощью АЭ в туфах Камчатки, с глубин от 13 до 388 м, обнаружено несколько уровней напряжений, часть из которых соответствует гравитационным составляющим на соответствующей глубине.

Для проверки правильности оценок и предположений использовались многие методы, включающие натурные наблюдения и математическое моделирование. Авторам очевидны трудности «разделения» напряжений по величине, компонентам и направлениям, но изложенное свидетельствует о большом разнообразии, успешном применении и перспективности рассмотренных экспериментальных методов изучения и восстановления геодинамических обстановок на различных территориях.

Литература

1. Бурмистров А.А., Старостин В.И. и др. Структурно-петрофизические исследования массивов карбонатит-кимберлитового ряда – как основа для проведения поисковых работ на закрытых площадях. В кн. «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях» Якутск. Изд. ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 3002–3008.
2. Бурмистров А.А., Старостин В.И. Использование ультразвукового структурно-петрофизического анализа для изучения порового пространства пород и руд // Вестник МГУ, сер.4, геология. № 3. 2002. С. 59–64.
3. Калинин Э.В., Ковалко В.В., и др. Комплексное изучение напряженного состояния массивов горных пород при разведке месторождений полезных ископаемых. // Вестник МГУ, сер. геология. 1995. № 2. С. 75–89.
4. Панасьян Л.Л., Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Кривошеева З.А. Упругая анизотропия метасоматитов Океанского парогидротермального месторождения // Вест. Моск. ун-та, сер. 4. геология. 2000. № 1. С. 47– 54

5. Панасьян Л.Л., Степанов В.Я. Опыт совместного использования методов разгрузки, гидроразрыва и акустической эмиссии при определении напряжений в массиве горных пород // Вестник Моск. Ун-та, сер. 4, геология. № 5. 1999. С.12-17.
6. Панасьян Л.Л., Хворов Д.М., Паукова Е.В. Акустическая анизотропия расслоенного перидотит-габбро-норитового массива Кивакка // Вестник Моск. ун-та, сер.4, геология. 2005. № 1. С. 22-27

Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Монгольского блока

А.В. Парфеев, В.А. Саньков

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

Территория Центральной Азии, заключенная между Гималайским коллизийным фронтом и Сибирской платформой аккомодирует направленное на СВ сокращение земной коры. Она представлена мобильными горными сооружениями, разделяющими относительно слабodeформируемые жесткие блоки земной коры, такие, как, Таримский и Джунгарский. В эту систему входит и Монгольский блок (Зоненшайн, Савостин, 1978) к границам которого приурочены очаги наиболее сильных землетрясений региона. Ядром блока является *Хангайское сводовое поднятие*, которое характеризуется слабо проявленной сейсмичностью, но вместе с тем широко развитым базальтовым вулканизмом. Поднятие и высокая магмопроницаемость коры Хангая связаны с динамическим воздействием мантийной аномалии. Реконструкции палеонапряженного состояния, сделанные в разных частях Хангайского поднятия, показывают, что наряду со сдвиговым полем напряжений с СВ направлением сжатия здесь широко распространены поля напряжений растяжения в СЗ и субмеридиональном направлениях.

С севера Монгольский блок ограничен субширотным *Северо-Хангайским разломом*. В позднем кайнозое разлом характеризуется левосторонними сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями и присдвиговыми транспрессивными и трансенсивными структурами. На востоке зона широтного сдвига представляет собой структуру releasing bends с набором небольших впадин СВ простираения, где реконструируются стресс-тензоры сдвигового типа. Западный сегмент разлома представлен надвигами, где преобладают поля напряжений сжатия и транспрессии. Для центральной части разлома помимо сдвиговых левосторонних смещений характерны структуры restraining bend, указывающие на значительную роль сжатия поперек зоны разлома, а реконструкции представлены стресс-тензорами сдвига, сжатия и транспрессии с СВ направлением оси сжатия. К Северо-Хангайскому разлому с севера примыкают *Эрзино-Агардагский* и *Цэцэрлегский разломы* СВ простираения, с левосторонней взбросо-сдвиговой кинематикой смещений. В зонах разломов реконструированы поля напряжений режимов транспрессии, сжатия и сдвига с субмеридиональной и СВ ориентировкой оси сжатия. Через эти разломы структуры Монгольского блока сочленяются со структурами юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы.

С запада и юга Монгольский блок ограничен горными поднятиями Монгольского и Гобийского Алтая, которые в интерпретации Д. Каннингхема (2007) представляют собой присдвиговые поднятия, сформированные сдви-

говыми и взбросо-надвиговыми парагенезисами (restraining bend mountain ranges). В *Монгольском Алтае* в зонах Кобдинского, Сагсайского разломов С-СЗ простирания и субширотного Цаган-Шибетинского получены реконструкции режимов сжатия и транспрессии с субмеридиональным и СВ сжатием, что согласуется с фиксируемыми правосторонними сдвиговыми и взбросовыми смещениями по разломам. Система разломов Хан-Тайшир-Нуруу ограничивает с севера одноименный хребет, находящийся в переходной зоне между структурами Монгольского и Гобийского Алтая с одной стороны и Хангайского поднятия – с другой. В позднем кайнозое его характеризуют взбросовые смещения по северо-западным и взбросовые и левосторонние сдвиговые смещения по субширотным разломам. Голоценовая его активность подтверждается наличием палеосейсмодислокаций. В этой системе разломов реконструированы поля напряжений транспрессии, сжатия и сдвига с осью сжатия, ориентированной на СВ.

Южная и юго-западная часть Хангая также характеризуется широким развитием сдвиговых парагенезисов, наряду со структурами сжатия и растяжения. Здесь выделяется *Южно-Хангайское поднятие*, блок с относительно невысокой топографией, который отделяется от остальной части Хангайского свода *Южно-Хангайским разломом*. Южно-Хангайский разлом имеет субширотное простирание в западной части и на востоке продолжается Баянхонгорским разломом ЗСЗ простирания. В его зоне выявлены левосторонние голоценовые сдвиговые дислокации (Walker et al., 2006). Баянхонгорский разлом нами интерпретируется, как надвиг. Наши наблюдения показали наличие в зоне разлома смещений надвигового типа и широкое развитие оползневых структур, в том числе и в скальных массивах, что подтверждается реконструкциями полей напряжений режимов сжатия и транспрессии с СВ ориентировкой оси сжатия и режимов растяжения разнообразного направления. Крайний восточный сегмент Южно-Хангайского разлома характеризуется левосторонними смещениями, а реконструкции полей напряжений показывают режимы сдвига, транспрессии и сжатия с СВ ориентировкой оси сжатия. В целом, парагенез разрывов вдоль северного ограничения Южно-Хангайского блока соответствует полю напряжений с сжатием в СВ направлении и растяжением – в СЗ.

Свидетельства активности плиоцен-четвертичной сдвиговой тектоники обнаруживаются в Долиноозерской впадине. Здесь выделяются несколько разломов ВСВ простирания, которые можно рассматривать как переходное звено от структур Гобийского Алтая к структурам Южного Хангая. Серия из трех субпараллельных разломов протягивается от поднятия Нарийн-Харын-Нуру на юго-западе к поднятию Усгээхийн-Нуру на северо-востоке. Внутреннее строение зон разломов характеризуется наличием эшелонированных структур растяжения (уступов, локальных впадин типа пулл-апарт) и сжатия (валов, поднятий типа пуш-ап, узких антиклинальных складок в КЗ отложениях). Смещения аккумулятивных поверхностей указывают на

левостороннюю сдвиговую компоненту движений по разломам. Реконструкции палеонапряжений по тектонической трещиноватости и складчатым деформациям в олигоценых и миоценовых отложениях, а также в докайнозойских породах указывают на господство режимов транспрессии и сжатия с субмеридиональным или СВ направлением оси сжатия. Разломы образуют единую динамическую систему с надвигом ЗСЗ простирания, ограничивающим с юга поднятие Усгэхийн-Нуру, относимое к структурам Южного Хангая, где реконструированы поля напряжений сжатия субмеридиональной и СВ ориентировки.

Восточная граница Монгольского блока морфологически выражена Орхон-Селенгинской депрессией в северной части и уступом северо-восточного простирания – в южной. Структурно эта граница выражена не отчетливо.

Проведенное исследование позволяет заключить, что максимальные деформации, связанные с коллизионным сжатием генерального уровня СВ направления, концентрируются по периферии Монгольского блока. При этом максимальное сжатие сосредоточено на его западной и южной границе, формируя право- и левосторонние транспрессивные структуры Монгольского и Гобийского Алтая. Деформациям, связанным с сокращением земной коры, подвержены не только горные хребты, обрамляющие блок, но и межгорные депрессии, отделяющие Гобийский и Монгольский Алтай от Хангайского свода, а также южная часть Хангайского поднятия. Разнообразие деформаций центральной части Хангая связаны с взаимодействием растяжения, возникающего в результате поддерживающего влияния мантийной аномалии и регионального сжатия СВ направления. Относительно жесткий и слабдеформируемый Хангайский блок способствует передаче деформаций на его северное ограничение – сейсмически активный Северо-Хангайский сдвиг. В этой широтной зоне также наблюдается увеличение роли сжатия к западу, где он сочленяется с транспрессивными структурами Алтая и Западного Саяна, и увеличение роли растяжения к востоку, где формируются транстенсивные структуры. Последние, по-видимому, частично связаны с образованием свободного пространства за счет движения Амурской плиты к юго-востоку.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (№ 08-05-00992_a) и СО РАН (ИП № 88).

Особенности развития структуры Байкальского региона по сейсмологическим и геологическим данным

В.А. Петров¹, А.О. Мострюков¹, Н.Ю. Васильев²

¹ – Геофизическая обсерватория “Борок” филиал ИФЗ РАН, petrov@borok.adm.yar.ru

² – Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва.

К числу важнейших в геологии относят проблему происхождения и эволюции внутриплитных деформаций и, в частности, континентальных рифтов, природа которых продолжает оставаться дискуссионной. Наиболее активно обсуждается вопрос о самостоятельно, или последовательно проявляющихся, – пассивной и активной моделях формирования рифтогенных условий растяжения на границах неоднородностей земной коры [5, 6]. В первом случае происходит пассивная реакция на региональное, обычно растягивающее поле напряжений, когда континентальная литосфера подвергается механическому растяжению и утонению. Эти напряжения могут возникать в результате коллизии плит и изменения характера внутриплитовых напряжений вместе с рифтогенезом. Во втором случае реализуется взаимодействие между астеносферой и литосферой с термическим утонением последней, разогревом, поднятием и появлением горизонтальных напряжений растяжения, вызывающих рифтогенез.

Можно предполагать, что тектоническое поле напряжений в рифтовых зонах, формирующееся по первой модели, должно характеризоваться активными горизонтальными условиями нагружения блоков земной коры. Согласно второй модели можно предположить, что тектоническое поле напряжений будет определяться активными вертикальными условиями нагружения блоков.

В работе проблема определения внутриплитных деформаций рассматривается на примере Байкальской рифтовой зоны. При этом с общих методических позиций анализируются закономерности последовательного изменения условий деформации в непрерывном ряду и древних, и современной фаз единого цикла деформационных процессов у юго-восточной границы Сибирской платформы, начавшегося в конце мезозоя. Материалом для исследований послужили результаты реконструкций, выполненных на основе сейсмологических и геологических данных. Для реконструкций компонент поля напряжений применена методика, в основе которой лежит кинематический метод, предложенный О.И. Гуценко [2, 3]. Геологические данные по бороздам скольжения собраны авторами на естественных обнажениях горных пород в 52 пунктах наблюдений, расположенных вдоль береговой линии о. Байкал. В работе также использован каталог механизмов очагов землетрясений (411 определений) с 1964 по 2005 годы, полученный в результате обработки информации о знаках первых вступлений по данным сейсмологи-

ческого бюллетеня Международного Сейсмологического Центра (International Seismic Center, <http://www.isc.ac.uk>). При решении фокальных механизмов использовались методические подходы, предложенные в [7]. Результаты реконструкций поля напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений для других регионов приведены в [4, 8, 9].

Результаты реконструкции поля тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений позволили выявить его структуру для Байкальской рифтовой зоны.

Таблица 1. Параметры направлений осей главных напряжений для отдельных локальных объёмов и мегарегионального уровня, полученных по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений

	LAT С.Ш.	LONG В.Д.	КОЛИЧ ЕСТВО УЗЛОВ	SIGMA 3		SIGMA 2		SIGMA 1		μ
				Ази- мут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	
Направления осей главных напряжений для отдельных локальных объёмов										
a	52	105	75	205	78	103	3	13	12	0.455
b	53	108	68	21	24	223	65	115	9	0.556
c	56	110	124	35	26	246	61	131	13	- 0.067
d	56	113	77	47	56	220	33	312	3	- 0.443
Направление осей главных напряжений мегарегионального уровня										
			510	39	42	231	47	135	6	- 0.543

Ее особенности заключаются в следующем: южная часть Байкала (в таблице 1 – объем “a”) относится к сбросовому типу поля напряжений (ось максимального сжатия вертикальна, а положение промежуточных осей и осей растяжения – близгоризонтальное). По значению коэффициента Лоде – Надаи этот объем характеризуется активным сжатием. Характер активности вертикальной силы позволяет отнести этот участок Байкальского рифта к области проявления активного рифтогенеза. Средняя часть Байкала (в таблице 2 – объем “b”) характеризуется сдвиговым типом поля напряжений. При этом оси сжатия отдельных узлов на юге ориентированы под углом к направлению простирания зоны Байкала, а севернее принимают согласное положение с простиранием зоны. Оси растяжения ориентированы в крест простирания зоны Байкала, а промежуточные оси – близвертикальны. По величине коэффициента Лоде – Надаи – активно проявление сжатия.

Северная часть исследуемого региона характеризуется чисто сдвиговым типом поля напряжений (в таблице 2 – объем “c”). Оси сжатия и растяжения сохраняют свое близгоризонтальное положение. Северо-восточная оконечность Байкала и прилегающая территория характеризуется сбросовым типом поля напряжений (в таблице 2 – объем “d”). Ось сжатия занимает близверти-

кальное положение, а ось растяжения и промежуточные оси – близгоризонтальны, при активном проявлении растяжения в горизонтальной плоскости. Наличие такой информации позволяет сделать вывод о пассивном характере рифтогенеза для центральной, северной и северо-восточной частей Байкальского рифта при различном характере проявления активности горизонтальных сил. Для всего исследуемого Байкальского региона, по совокупности всех направлений главных напряжений, определенных в локальных объемах, тип поля напряжений определен как сбросовый. Простириание общей структуры Байкала совпадает с простирианием плоскости действия максимального растяжения. Но простириание центральной и северо-восточной части о. Байкал приближается к плоскости действия максимальных касательных напряжений с правосторонним смещением. По данным о 1357 направлениях смещений блоков горных пород для Байкальского грабена реконструировано шесть последовательных фаз деформации земной коры, отражающих смену региональных механизмов процесса деформирования.

Развитие мезо-кайнозойского этапа тектогенеза происходило с непрерывным проявлением 6 фаз при унаследованном изменении региональных механизмов деформации массива. Изменение механизмов происходило в следующем порядке: 1 фаза-сброс (самый древний этап)→ 2 фаза-сдвиг→ 3 фаза-взброс→ 4 фаза-взброс→ 5 фаза-сдвиг→ 6 фаза-сброс (современный этап). Смена фаз происходила в условиях неизменной ориентации главных осей тензора деформаций в течение всего цикла, определявшая унаследованную переиндексацию осей напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ и направленное изменение величины коэффициента μ_e (см. Таблицу 2), отражающего плавную смену условий растяжения-сжатия. По-видимому, в этом признаке находят отражение системная связь и генетическое единство деформационных процессов с направленным и пульсирующим изменением состояния земной коры и мантии, начавшимся в юрское время [1].

Таблица 2. Параметры направлений осей главных напряжений для деформационных фаз полученных по геологическим данным о бороздах скольжения

Фаза	Возраст	Sigma 3		Sigma 2		Sigma 1		μ_e
		Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	
6	$Ng_2^2 - Q_{IV}$	45	76	247	13	156	5	-0.79
5	$Pg_3^2 - Ng_2^1$	222	8	42	82	312	0	-0.20
4	$K_2 - Pg_3^1$	233	5	143	1	41	85	+0.71
3	$J_3 - K_1$	149	13	241	7	0	75	+0.91
2	J_2	150	25	327	65	59	1	+0.01
1	J_1	347	75	139	13	231	7	-0.48

Сопоставлены кинематические условия напряженного состояния каждой фазы с этапами геологического развития региона. Наиболее ярким свидетельством изменения кинематики процесса в первых трёх фазах являются особенности вещественного состава пород и структуры Иркутского угленос-

ного бассейна, – конгломератов (J_1), угленосной молассы (J_2), складчатости и Ангарского надвига (J_3 - K_1). Кинематикой четвертой фазы определялись региональные процессы пенепленизации и развитие кор выветривания (K_2 - Pg_3^1). К пятой фазе цикла сформировались кинематические условия развития протобайкальского грабена с осадками, представленными тонкой молассой (Pg_3^2 - Ng_2^1). Наконец, на шестой фазе чётко проявилась кинематика рифтогенеза и началось развитие необайкальского грабена с осадками, представленными грубой молассой и водно-ледниковыми отложениями (Ng_2^2 - Q_{IV}). Результаты реконструкций согласуются с геолого-структурными данными о развитии региона.

Сравнение данных в таблицах 1 и 2 (фаза 6) показывает хорошее согласие результатов, полученных по сейсмологическим и геологическим данным.

Литература

1. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Эволюция условий деформации земной коры Байкальского рифта (результаты тектонофизических реконструкций) // Мат-лы конференции «Рифты литосферы», VIII Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: 2002. С. 127-128.
2. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
3. Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере М.: Наука. 1979. С. 26-51.
4. Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // ДАН СССР. 1990. Т. 312, № 4. С. 830-835.
5. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. 1976. 280 с.
6. Хаин В.И., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ. 1995. 480 с.
7. Мострюков А.О., Петров В.А. Каталог механизмов очагов землетрясений, 1964-1990. Материалы мирового центра данных Б. М.: 1994. 87 с.
8. Петров В.А., Мострюков А.О., Лыков В.И., Петрова Р.Н. Структура поля современных тектонических напряжений земной коры Китая и сопредельных сейсмоактивных регионов // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского) М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 272-281.
9. Petrov V.A., Mostyukov A.O., Lykov V.I. The recent field of tectonic stresses over the territory of China // Journal of earthquake prediction research. 1994. V. 3, № 4. P. 509-527.

Пространственно-временные вариации сейсмотектонической деформации на Северном Тянь-Шане по материалам механизмов очагов землетрясений

Н.Н. Полешко¹, А.Б. Садыкова², А. Сыдыков, А.В. Тимуш²,
Г.Я. Хачикян², В.И. Шацлов²

¹ – Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция, г. Алматы, mexanizm-some@mail.ru

² – Институт сейсмологии, г. Алматы, seismolog@topmail.kz

На территории Тянь-Шаня поле сейсмотектонических деформаций (СТД) обусловлено в основном коллизией Евразийской и Индостанской литосферных плит, однако оно не остается постоянным, а испытывает пространственно-временные изменения [1]. Анализ поля СТД базируется на представлениях о сейсмотектонических деформациях макроскопических объемов горных [2].

В данной работе, по механизмам очагов землетрясений (МОЗ) рассчитаны и изучены пространственно-временные вариации параметров СТД на территории с координатами 42.5–43.75°N и 75–79°E за период 1982–2005 гг. Расчеты коэффициентов СТД проводились для элементарных ячеек размером 0.5°×0.5° с шагом скольжения 0.25°, с использованием информационной базы автоматизированной системы SEISMO и программы О.В. Соболевой и З.М. Вахидовой. В процессе расчетов применялся метод скользящего среднего с осредняющим интервалом в 36 месяцев и шагом 12 месяцев в энергетических диапазонах: $K \leq 9.5$ и $K \leq 7.5$. Полученные значения коэффициента интенсивности СТД (χ) были выше 0.2 во всем энергетическом диапазоне, что позволяет считать результаты расчета пригодными для анализа. В таблице 1 приведены сведения о числе событий попавших в каждую элементарную ячейку, для анализа использовались ячейки, в которые попало не менее 150 событий.

Таблица 1 – Число событий в диапазоне $9.6 > K > 5.6$ в ячейках расчета СТД

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
5	17	15	10	12	10	27	45	31	22	33	61	59	43	40	23	10
4	24	17	10	10	18	40	42	23	31	60	126	170	143	155	117	26
3	32	36	25	15	23	65	211	255	175	183	197	345	553	481	208	42
2	37	47	35	51	82	141	399	539	452	407	504	608	697	533	200	45
1	71	54	70	136	149	138	212	318	305	273	424	499	351	279	220	87

Анализ временных вариаций коэффициента Лоде – Надаи (μ) в каждой из элементарных ячеек показал, что в 6 ячейках, расположенных в центральной части территории, ограниченной широтами 42.5 – 43.15°N и долготами 76.5 – 78.0°E, наблюдаются долговременные (~11-летние) синфазные вариации коэффициента μ , четко коррелирующие с 11-летними вариациями уровня

солнечной активности (среднегодовое число солнечных пятен W). Эта особенность имела место как при анализе только слабых землетрясений ($K = 6-7$), так и при анализе сейсмических событий энергетического диапазона $K = 6-9$ (рис. 1).

Из рис. 1 видно, что в периоды пониженной солнечной активности (1984–1987 гг, 1994–1997 гг и 2004–2006 гг) в зоне 42.5–43.15 N; 76.5–78.0 E доминировали сжимающие напряжения (положительные значения μ), а в периоды высокой солнечной активности (1990–1991 гг и 2000–2001 гг) уменьшается влияние сжимающих напряжений и происходит переход от одноосного сжатия к сдвигу и растяжению (значения μ отрицательные). Для элементарных ячеек вне этой зоны связь между 11-летними вариациями μ и W либо выражена очень слабо, либо вообще отсутствует.

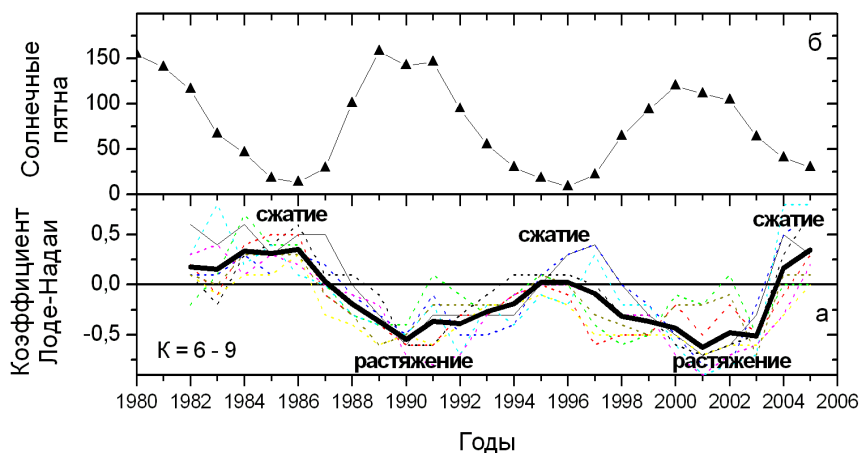


Рис. 1. – Среднегодовые значения коэффициента Лодэ – Надаи для землетрясений с $K = 6-9$ (а) в каждой из 7 элементарных ячеек (цветные кривые) и их усреднение (черная кривая) в сопоставлении с числами солнечных пятен (б).

Горные сооружения (орогены) Тянь-Шаня относятся к коллизионному типу и отличительной чертой их структуры является взбросовое коробление коровых блоков субширотных хребтов, а их северо-западные ответвления обусловлены поднятием блоков по трансрегиональным взбросо-сдвигам. Поведение орогенных зон Тянь-Шаня соответствует модели двухслойной мантийной конвекции в комбинации с двухэтажными мантийными плюмами (восходящими потоками горячих полей), которые генерируются на границе ядро-мантия и в дальнейшем трансформируются на границе верхняя мантия – нижняя мантия, распространяясь вверх до подкорового пространства. Пространственное расположение зоны, где наиболее сильно выражена связь коэффициента Лодэ – Надаи с 11-летними вариациями солнечной активности, имеет отличительную особенность в том, что здесь земная кора

подстилагся большим объемом активной мантии (горячим мантийным плюмом) [3]. Этот факт позволяет предположить, что вариации солнечной активности оказывают влияние на активность мантийных плюмовых каналов.

Литература

1. Сыдыков А., Садыкова А.Б., Полешко Н.Н. Сейсмотектоническое деформирование среды по данным о механизмах очагов землетрясений // КазҰТУ хабаршысы – Вестник КазНТУ. 2007. № 2. С. 12-17.
2. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 406 с.
3. Нусипов Е., Оспанов А.Б., Шацлов В.И., Тимуш А.В. Глубинное строение орогенов Гиндукуша, Памира, Тянь-Шаня и Казахского щита // Сейсмические исследования земной коры. Новосибирск: 2004. С. 223-231.

GPS сети как глобальный многобазовый деформограф

М.Т. Прилепин

Институт физики Земли РАН, г. Москва, prilepin@ifz.ru

GPS измерения, отвечающие задачам изучения в локальном, региональном и глобальном масштабах деформаций начались со середины 1990-х годов, когда в рамках Международной Ассоциации Геодезии была создана Международная Геодинамическая Служба, позволяющая определять прецизионные координаты ИСЗ GPS на уровне 2–5 см по каждой компоненте, что существенно увеличило точность определения координат наземных пунктов и их изменений во времени. Сейчас в рамках этой службы создана сеть GPS станций, включающая более 500 пунктов на территории различных стран, к сожалению, далеко не равномерно покрывающая всю поверхность Земли. Наибольшее количество таких пунктов расположено в Западной Европе и Америке. На территории Российской Федерации функционируют сейчас 16 пунктов. По однородности набранного материала наблюдений и продуманной обработке результатов эта сеть является наилучшей из существующих для изучения глобального деформирования континентальной части литосферы. Основная роль для изучения деформационных процессов в локальном и региональном масштабах отводится сетям GPS со сторонами 50–250 км. Практически такие сети развиты сейчас во всех тектонически активных регионах, чаще всего с основной целью – изучать деформационные предвестники землетрясений. Показательны в этом плане GPS сети Японии, где на всей территории построены сети с расстояниями ~ 30 км между пунктами и сеть Америки, где создана сеть из двухсот пунктов в Южной Калифорнии, опять-таки имея в виду задачи прогноза землетрясений. GPS исследования в России, так же посвященные изучению деформационных предвестников, выполняются на Северном Кавказе [1], Камчатке [2], региона Байкала [3] и др. Поскольку землетрясение – разрывы в земной коре, когда локальные деформации достигают критических значений порядка $5 \cdot 10^{-5}$, то GPS являются надежным средством для слежения за динамикой накопления деформаций во времени, поставляя сейсмологам дополнительные инструментальные данные для прогноза. Действенность для прогноза процедуры слежения за накоплением деформаций до критического уровня подкреплена нами по материалам изучения деформаций по GPS сетям для землетрясений Измит 7.8, 1999 (Турция), Рачинское 7.1, 1991 (Грузия), Ландерс 7.5, 1992 (США) и Хектор Майн 7.1 (США). Поскольку во всех рассматриваемых случаях были известны только постсейсмические деформации, для расчета значений критических деформаций была использована процедура “нормировки”, позволяющая рассчитывать локальную деформацию, если измерена региональная деформация [2]. Критические деформации для указанных четырех землетрясений оказа-

лись равными соответственно: Измитское $4.7 \cdot 10^{-5}$, Рачинское $4.0 \cdot 10^{-5}$, Ландерс $6.0 \cdot 10^{-5}$, Хектор Майн $6.7 \cdot 10^{-5}$. Использование современной измерительной технологии GPS может существенно помочь при решении вопросов сейсмического районирования, поскольку дает возможность изучить реальную картину распределения напряжений в литосфере сейсмоопасных регионов и контролировать ее изменение во времени, что позволяет перманентно обновлять карты сейсмического районирования. Изучение Альпийской зоны Западной Европы и Кавказа [6, 7] где развиты плотные сети GPS, выявило широтную зональность деформирования. Так, если в зоне $40-45^{\circ}$ региональные деформации составляют около 10^{-8} то в зоне $50-55^{\circ}$ деформация уменьшается до 10^{-9} . При этом для северной широтной зоны более чем на порядок уменьшается количество эпицентров, напрямую подтверждая связь уровня деформирования региона и его сейсмичности [5].

Литература

1. Прилепин М.Т., Балассанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сковородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р. и Р.Реилингер. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием спутниковых технологий. Физика Земли. № 6. 1997.
2. Прилепин М.Т., Баранова С.М. О нормировке деформаций, измеренных с помощью GPS // Геофизические исследования. Изд. ИФЗ РАН. Вып. 3. 2005. С. 116-122.
3. Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Мишин А.В., Передерин В.П. Исследование деформационных процессов земной коры с использованием спутниковых технологий // Исследования в области геофизики. К 75-летию ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2004. С. 336-343.
4. Саньков В.А., Леви К.Г., Кале Э., Девершер Ж. и др. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 422-430.
5. Левин В.Е., Прилепин М.Т., Баранова С.М. К проблеме обнаружения деформационных предвестников землетрясений // Геофизический мониторинг Камчатки, 2006. С. 53-61.
6. J-M Nocquet, E.Calais. Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. Geophysical Journal International V. 154. 2003. P. 72-88.
7. M.T.Prilepin, R.Bonilla, M.-N.Bouin et al. Comparative study of Caucasus and Pyrenees as peripheral parts of the Mediterranean Alpine Belt. Proceedings of Wegener Project, Grece. 2003. P. 112-119.

Содвиги как объект тектонофизики и региональной геологии

Л.М. Расцветаев

Геологический факультет МГУ, г. Москва, rascv@mail.ru

Термин «сдвиг» введен в литературу автором доклада для обозначения таких дизъюнктивных структур, вдоль которых происходит сближение (или полное схождение) противолежащих крыльев дизъюнктивной зоны. Наряду с *дизъюнктивами раздвижения* (раздвиги, отрывно-жильные структуры) и *дизъюнктивами сдвижения* (сдвиги, надвиги, взбросы, сбросы, шарьяжи), мы выделяем особый класс *дизъюнктивов сдвижения* [10, 13, 15]. К этому классу структур мы относим захлопывающиеся трещины отрыва, стилолитовые швы, системы кливажа сплющивания, кливажные или «вязкие» разрывы [8], «дизъюнктивы сжатия» [6], трещины сплющивания [1], структуры тектонического сшивания [4, 5], зоны расплющивания (системы субпараллельных дизъюнктивов, вдоль которых происходит растекание тектонизированных масс в разные стороны – [11, 15]), а также некоторые типы тектонических сутур и региональных зон смятия.

Общая особенность всех содвиговых дизъюнктивных систем – их поперечная к действующему стрессу ориентировка. Плоскость *ab* эллипсоида деформации, поперечную оси максимального сжатия, мы предлагаем именовать *плоскостью содвига* [12, 15]. Формирование структур разрушения, перпендикулярных оси максимального сжатия, не было предусмотрено классической тектонофизикой: согласно физической теории образования тектонических разрывов [2], разрушение однородной изотропной геологической среды должно происходить вдоль плоскости отрыва или вдоль плоскостей максимальных скалывающих напряжений. Геомеханическая природа содвиговых дизъюнктивов определяется двумя фундаментальными структурно-геологическими факторами – повсеместной структурно-вещественной и реологической неоднородностью деформируемой геологической среды [5, 16] и широким развитием явлений тектонического течения горных масс в процессе деформации литосферы [5, 9]. Г.Д. Ажгирей [1] считал образование трещин сплющивания конечным результатом «дифференциального пластического течения вещества гетерогенных горных пород. В связи с гетерогенностью вещества разные участки тела будут деформироваться с разной скоростью, и трещины сплющивания возникают как поверхности раздела между участками, удлиняющимися в различной степени». Близкие представления развивал Е.И. Паталаха [8], который ввел понятие ламинарного сдвигового тектонического потока как зоны продольного (чистый сдвиг, сплющивание) или сдвигового (простой сдвиг, скалывание) вязкого ламинарного течения горных пород, зажатых между двумя более жесткими блоками. Более полное объяснение тектонофизиче-

ской природы содвиговых швов можно извлечь из недавно опубликованной рукописи М.В. Гзовского, посвященной описанию внутрислойных полей напряжений и структур, возникающих в подвергающемся поперечному сжатию многослое при истечении маловязких пород из областей выжимания в области нагнетания [3]. Явление это наблюдается повсеместно – как при локальных дислокациях слоистых толщ, так и при региональных деформациях реологически неоднородных зон.

В регионально-геологическом плане вязкостная неоднородность геологического разреза области, наличие тектонически ослабленных зон, особенности флюидного и температурного режима и некоторые другие геологические факторы часто приводят к формированию *зон концентрации содвиговых деформаций*, принимающих на себя роль основных концентраторов деформации сжатия и резко увеличивающих общую неоднородность геологической среды. Региональные содвиговые зоны сложены как правило системой линзовидных, обычно крутозалегающих тектонических пластин, разделенных системой субпараллельных поверхностей скольжения. Вдоль этих дизъюнктивных поверхностей, как правило поперечных регионально действующему тектоническому стрессу, происходит растаскивание сильно тектонизированного (будинированного, кливажированного или меланжированного) материала внутренней зоны сдвига в разные стороны или выжимание его в одном каком-либо направлении («ламинарный сдвиговый тектонический поток»); важным следствием такого растаскивания и выжимания («расплющивания») является сокращение первоначальной ширины содвиговой зоны, приводящее к укорочению литосферы в поперечном содвиговой зоне направлении и сближению (а иногда и к полному схождению – «тектоническому сшиванию») противолежащих крыльев содвиговой зоны. Реализация всех трех взаимосвязанных сторон содвигового процесса (расплющивание и отток материала внутренней зоны сдвига и сдвижение его крыльев) могут существенно различаться как по амплитуде сдвижения, так и по особенностям структурного рисунка самой содвиговой зоны. Одна из важных форм структурной реализации региональных содвигов – формирование *складчатости сдвига* (системы линейных параллельных друг другу и разделяющим их содвиговым швам складок с субвертикальными осевыми поверхностями, перпендикулярными направлению максимального тектонического стресса). Другие формы – образование зон расланцевания и мегабудинажа, системы регионального кливажа сплющивания и формирование структур тектонического течения. Сдвиговые зоны очень часто сочетаются со структурами продольного или диагонального к ним сдвига («транспрессивные системы») или со взбросо-надвиговыми структурами (системы «придвига» [7]). Наибольший интерес для региональной геодинамики представляют крупные содвиговые системы, возникающие вдоль границ конвергирующих крупных сиалических масс (континентальных плит или геоблоков). Такие зоны сдвижения образуют особый *контракционно-*

содвиговой тип конвергентных границ, принципиально отличный от популярного сегодня среди геологов «субдукционно-поддвигового» типа межплитных сочленений. Содвиговые системы, возникающие на стыках сближающихся крупных геоблоков или плит, образуют осевые части внутри-материковых складчатых систем (таких как Б. Кавказ или Пиренеи); в краевых частях этих складчатых сооружений обычно наблюдаются тектоно-гравитационные наслоения тектонических покровов и меланжей, выжатых из рубцовой содвиговой зоны, а также продуктов их переотложения (олистостромовые и молассовые оторочки). Подсчет объема извлеченных из содвиговой зоны масс горных пород (включая продукты их последующего переотложения) даёт представление об амплитуде содвига, которая оказывается иногда весьма значительной [15].

Литература

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд. МГУ. 1966. 364 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Гзовский М.В. Внутрислойные деформации, поля напряжений и разрывы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 60-116.
4. Лукьянов А.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии (Тезисы докл. Второго Всесоюз. симп.). Киев: ИГ АН УССР. 1987. С. 108-109.
5. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
6. Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Механизм образования дизъюнктивов сжатия // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: МТК-ИФЗ АН СССР. 1991. С. 175-176.
7. Паталаха Е.И. Явление придвига в разломной тектонике // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1175-1179.
8. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука Каз. ССР. 1981. 180 с.
9. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8-25.
10. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ. 1973. Вып. 5. С. 57-107.
11. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 118-127.
12. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173-235.
13. Расцветаев Л.М. Структуры содвижения (особенности строения и условия формирования) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: МТК-ИФЗ АН СССР. 1991. С. 102-103.
14. Расцветаев Л.М. Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон // Общие вопросы

тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 417-420.

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

16. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 61-70.

Дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа

Л.М. Расцветаев¹, А.В. Маринин², Т.Ю. Тверитинова¹

¹ – Геологический факультет МГУ, г. Москва, rascv@mail.ru

² – Институт физики Земли РАН, г. Москва, marinin@yandex.ru

Разноранговые дизъюнктивные системы Западного Кавказа (трещины и малые разрывы; зоны трещиноватости и геологические разрывы, картируемые на картах разного масштаба; шовные зоны и зоны концентрации деформаций регионального ранга) были объектом специального структурно-парагенетического и геолого-кинематического исследования авторов доклада на протяжении последних десятилетий. Изучение морфологических и кинематических типов дизъюнктивных структур, их соотношений со складчатостью и структурно-фациальной зональностью Западного Кавказа позволило уточнить некоторые особенности альпийской структуры и геодинамики формирования этого сложного региона.

По результатам структурно-кинематического парагенетического анализа тектонической трещиноватости на большом статистическом материале выявлены **предпочтительные ориентировки «малых дизъюнктивов» разного геолого-кинематического типа** и установлены важнейшие для Западного Кавказа **тектодинамические обстановки альпийского орогенеза**. Последние связаны с активным проявлением тангенциального сжатия, действовавшего в субмеридиональном (на всем протяжении альпийского тектогенеза), СВ (проявлялось в орогенические фазы позднеальпийской эпохи) и СЗ (проявлялось в послемiocеновое время в западной части региона) направлении.

В **региональной структуре** Западного Кавказа реализовывались перемещения и дизъюнктивные системы, отвечающие крупнейшим геолого-геофизическим неоднородностям Черноморско-Кавказского сектора литосферы; основную роль здесь играла конфигурация окраин содвигающихся Предкавказской и Черноморско-Закавказской литосферных плит, а также геологическое строение разделяющей их глубинной дизъюнктивной зоны (Западно-Кавказское звено Крымско-Кавказско-Копетдагской шовной системы). Изначальная глубинная неоднородность области сочленения этих трех крупных геотектонических структур кавказского сектора Юго-Западной Евразии определила общий структурный рисунок и стиль альпийских деформаций различных сегментов Большого Кавказа. В пределы Западного Кавказа попадает два таких сегмента – **Приморский сегмент**, охватывающий всю складчатую систему Северо-Западного Кавказа и протягивающийся с северо-запада на юго-восток от Анапы до Сухуми, и **Лабино-Кубанский сегмент**, простирающийся в широтном направлении от Майкопа до Пятигорска и охватывающий почти всю Лабино-Малкинскую моноклиналичную зону

и части зон Передового и Главного хребтов, расположенные севернее Пшекиш-Архызской дизъюнктивной системы.

По характеру дизъюнктивных деформаций и степени альпийской тектонизации осевая часть горно-складчатого сооружения Западного Кавказа резко отличается краевых его частей. В **Осевой мегазоне** большинство продольных разломов имеют крутое или вертикальное залегание и, наряду со взбросовой и сдвиговой составляющими, существенную **сдвиговую компоненту**, что сопровождается явлениями расплющивания и тектонического течения. В общем структурном рисунке Западного Кавказа явственно проявлены признаки латерального перемещения тектонического материала вдоль оси складчатого сооружения, причем заметно преобладает тектонический транспорт из области максимального сжатия и сокращения коры в центральных частях складчатого сооружения Большого Кавказа к его западной периклинали. В зонах пересечения этого тектонического потока с поперечными структурами возникают участки активного СЗ сжатия (Анапско-Таманская, Туапсинская и др. зоны поперечных складок). Структурный стиль **Южной и Северной краевых тектонических зон** совершенно иной – здесь резко преобладают складчато-надвиговые или покровно-складчатые структуры с дивергентным перемещением аллохтонных масс на десятки км к югу и на первые км – к северу.

Важнейшими элементами региональной структуры **Приморского сегмента** являются узкие протяженные тектонические зоны «общекавказского» (ЗСЗ 290–300°) простирания, различающиеся по особенностям складчатой структуры, составу и мощности слагающих их осадков, характеру магматизма и соотношениям стратиграфических комплексов в геологическом разрезе. Эти зоны разделены и осложнены региональными системами продольных, диагональных и (реже) поперечных разрывов, среди которых важнейшую роль играют транспрессивные (сжатие + правый сдвиг) системы ЗСЗ (280–310°) простирания (разломы Псебепский, Безепский, Семигорский, Цемесский, Навагинский, Тхамахинский, Бекишейский, Краснополянский, Гойтхско-Гогопсинский, Пшекиш-Архызская дизъюнктивная система и др.). На южном крыле мегантиклинория прослеживается прерывистая цепочка тектонических покровов, аллохтоны которых имеют толщину до 1–3 км, сложены сильно дислоцированными породами Абино-Гунайской (Витязевский, Невебский и Псеушхинский покровы), Новороссийско-Лазаревской (Новомихайловский покров) и Чвежипсинской (Воронцовский покров) структурно-фациальных зон и перемещены от своих корней на 10–15 и более километров. На северном крыле мегантиклинория также имеется серия тектонических покровов, однако их толщина и масса, а также амплитуда перемещения много меньше, чем на южном. Разломы и флексуры «антикавказского» простирания (ССВ 0–40°) разделяют Северо-Западный Кавказ на ступенчато погружающиеся к западу более мелкие сегменты и относятся к различным кинематическим типам – от

сбросо-раздвиговых (Джигинский, Цицинский, Курджипский разломы) или сбросо-сдвиговых (Неберджаевская, Геленджикская зоны) структур растяжения до сдвига-взбросовых (Анапско-Гостагаевская и Туапсе-Чилипсинская флексурно-разрывные системы) структур сжатия.

Основные дизъюнктивные системы **Лабино-Кубанского сегмента** Западного Кавказа (Черкесский погребенный разлом; Тырныаузская шовная зона; Приводораздельная система дислокаций, сопровождающая зону разрывов Главного Кавказского хребта) имеют широтное простираие, отчетливо выраженный спастический характер и представлены системами сближенных субвертикальных взбросо-сдвиговых швов, сопровождающихся трещинами сплющивания, региональным кливажом осевой плоскости и зонами милонитизации, рассланцевания и будинажа.

Резюме. В условиях произошедшего в конце среднего эоцена столкновения и последующего сближения Предкавказской (Скифской) и Закавказско-Черноморской плит в тектодинамической обстановке общего субмеридионального горизонтального сжатия был сформирован сложный орогенный структурный ансамбль складчатого сооружения Западного Кавказа; основу этого структурного ансамбля составляет сдвига-сдвиговый парагенез Осевой мегазоны, обрамленный покровно-надвиговыми и взбросо-сдвиговыми структурами краевых частей складчатого сооружения. В пределах Северо-Западного Кавказа косая ориентировка зоны коллизии привела к широкому развитию здесь правых сдвигов, а также продольных и поперечных к ним структур сжатия. Дальнейшее содвижение форландов привело к расплющиванию и тектоническому течению мезозойско-палеогеновых толщ, с выжиманием аллохтонных масс как поперек содвиговой зоны (в виде тектонических и гравитационных шарьяжей, олистостромов и моласс, лежащих на плечи смежных форландов), так и вдоль неё (в виде латеральных тектонических потоков, выводящих тектонизированный материал из осевой зоны содвига к западной периклинальной области, где возникла Анапско-Таманская система постмиоценовых поперечных складок, флексур и разрывов). Все это привело к линейаризации и многократному сокращению ширины орогена, а также к утолщению литосферы с формированием горного рельефа и, одновременно, нисходящего тектонического потока вещества коры и верхней мантии.

Современные деформации земной коры по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники

В.А. Саньков

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

За последние десятилетия методы GPS-геодезии нашли широкое применение для количественной оценки тектонических деформаций в широком масштабном диапазоне. Сейчас в рамках этого направления исследований превалирует тенденция перехода от измерений глобального и регионального уровня к работам на локальных полигонах, что является следствием повышения точности измерений. Однако, поскольку геодезией измеряются деформации на свободной поверхности, имеются определенные ограничения на определения, например, полного тензора деформаций земной коры. К тому же, точность измерений вертикальной составляющей движений существенно ниже точности для горизонтальной. Сейсмичность, как продукт деформаций коры, также используется для оценки напряженно-деформированного состояния средней-верхней части последней. При этом также существует ряд ограничений, связанных с применяемыми моделями очага землетрясений. Кроме того, не вполне ясно, какую часть от общей деформации коры составляют разрывные деформации. В связи с этим, сопоставление данных о деформациях, полученных с применением GPS-геодезии и сейсмотектоники (включая сейсмологические и сейсмогеологические данные) для регионов с различным режимом деформирования и на различных временных отрезках представляет интерес с точки зрения познания особенностей тектонического развития, а так же создания основ прогноза землетрясений. Ограничившись горизонтальной составляющей, возможно провести сопоставления деформаций, получаемых с применением указанных подходов, по кинематическим, пространственным и скалярным характеристикам.

Геодинамические GPS-полигоны Центральной Азии представляют полный спектр режимов деформирования коры от сжатия до растяжения (Саньков и др., 1999, 2003, 2005; Лухнев и др., 2003; Тимофеев и др., 2004; Abdrakhmatov et al., 1996; Calais et al., 1997, 2003; Wang et al., 2001 и др.). Анализ результатов измерений показал, что на генеральном и, частично, региональном уровнях максимумы сейсмической активности (ΣM_0) пространственно совпадают с максимумами скоростей горизонтальных деформаций. По-видимому, главным источником современной сейсмической активности коры региона являются горизонтальные движения. Отсутствие прямой корреляции исследуемых характеристик в области диффузных деформаций, связанных с континентальной коллизией, является следствием пространственно-временной неоднородности процесса выделения сейсмической энергии. На

сосредоточенных же границах крупных литосферных блоков (микроплит), таких, как Байкальский рифт, максимумы сейсмотектонических и общих деформаций естественным образом совпадают. Таким образом, максимумы современных деформаций в отсутствие сейсмичности, в общем случае, могут указывать на будущие сейсмоопасные зоны.

Кинематическое соответствие движений блоков по данным о голоценовых косейсмических смещения по разломам и по данным измерений методом GPS-геодезии может быть показано на примере того же Байкальского рифта. Средний азимут смещения Забайкальского блока относительно Сибирской платформы составляет здесь $140^{\circ} \pm 20^{\circ}$ при минимальной скорости 3.2 ± 0.5 мм/год (Sankov et al., 2000) и $130^{\circ} \pm 10^{\circ}$ при средней скорости 3.4 ± 0.7 мм/год (Саньков и др., в печати), соответственно. Голоценовая кинематика для большинства сейсмоактивных сдвигов Монголо-Сибирского региона также согласуется с данными измерений методом GPS-геодезии. Причем, если на больших базах скорости смещений согласуются с темпом накопления критической амплитуды сдвига, реализуемой при сильнейших землетрясениях, то на малых базах скорость современных смещений по разлому в отдельных случаях стремится к нулю. Последнее позволяет диагностировать запертое состояние разлома и предполагать, что в его зоне происходит накопление напряжений с формированием области подготовки нового сильного землетрясения. Примером является юго-восточный сегмент Главного Саянского разлома, для которого определена скорость голоценовых левосторонних сдвиговых смещений в 3.0–3.3 мм/год (Саньков и др., 2004), что соответствует скорости измеренных относительных смещений Сибирской платформы и Забайкальского блока. При этом вблизи главного сместителя разлома движения не фиксируются. К этому же району приурочена зона сейсмического затишья. Опираясь на концепцию сейсмического цикла с фиксированным периодом накопления напряжений и сбросом их в результате быстрых смещений, новые данные в пользу которой приведены в работе (McGuire, 2008), можно оценить время накопления критического смещения блоков и использовать его для прогноза сейсмической опасности.

В рамки представлений Ю.В. Ризниченко о сейсмотектоническом течении горных масс вписываются результаты сопоставления данных о сейсмотектонических деформациях, полученных с использованием механизмов очагов и энергетических характеристик землетрясений, с общими деформациями, вычисленными по данным GPS-геодезии. Как для области растяжения (Байкальский рифт), так и для областей с преобладанием транспрессии (Монгольский и Гобийский Алтай) показано хорошее согласование результатов расчетов по типу деформирования и по направлению осей горизонтальных деформаций (Лухнев и др., 2003; Саньков и др., 2005; Радзиминович и др., 2006). Исключение составляют зоны влияния постсейсмических деформаций сильных землетрясений региона, например, Могодского (05.01.1967, $M_s = 7.5$). Более неоднозначно соотношение скалярных величин деформаций,

полученных разными методами. Типично, когда сеймотектонические деформации составляют первые проценты и доли процента от общей деформации. Такие результаты с учетом данных за период инструментальных наблюдений за землетрясениями получены для южной части Байкальской впадины (Радзиминович и др. 2006; Мельникова, Радзиминович, 2007). На примере Тянь-Шаня к этому выводу пришли авторы работы (Сычева и др., 2005). Заметим, что за исследованные периоды в регионах не происходили сильные землетрясения. Расчеты сеймотектонических деформаций для более продолжительного периода времени на примере Западной Монголии сделаны по данным о сильных землетрясениях (Саньков и др., 2005). Учитывая период накопления со времени Великого Монгольского землетрясения (1761, $M = 8.3$), скорость укорочения коры составила по меридиональной компоненте $5.0 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$, а удлинения по широтной компоненте $1.5 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Для расчетов скорости полной тектонической деформации использованы данные о смещениях перманентных GPS-пунктов, находящихся в пределах стабильной Северной Евразии и Джунгарского блока. Максимальное горизонтальное укорочение по направлению СВ34° имеет скорость $8.67 \pm 0.31 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$, а скорость удлинения в перпендикулярном направлении составляет $1.48 \pm 0.78 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Близкие значения скоростей деформации, полученные разными методами, указывают на то, что реализация накопленных тектонических напряжений в пределах исследуемого участка земной коры происходила, главным образом, за счет быстрых сейсмогенных смещений по разломам. Определенную роль сыграли и триггерные процессы (Chery et al., 2001; Politz et al., 2003), способствовавшие реализации ранее запасенной энергии. Необходимо отметить высокую долю упругих деформаций на временах 10-1000 лет. Интересно, что для Провинции Бассейнов и Хребтов также получены близкие значения скорости выделения сейсмической энергии за исторический период и скорости деформаций, выраженной в виде «геодезического момента» (Pancha et al., 2006).

Дальнейшее развитие исследований методом GPS-геодезии, уплотнение геодезических сетей и увеличение количества перманентных GPS-пунктов, позволит углубить наши знания о соотношениях между современными деформациями земной коры и сейсмичностью, а также шире использовать количественные данные о деформациях в целях оценки сейсмической опасности.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 08-05-00992_а, 08-05-98113-р_сибирь_а), программы РАН (проект 16.3) и СО РАН (ИП № 87).

Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня)

Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев

Научная станция РАН «Бишкек», г. Бишкек, Киргизия, enelya@gdirc.ru

Последние полтора десятка лет оказались сейсмически беспокойными для нашей планеты. Не составила исключение и территория Тянь-Шаня, на которой за последние годы произошло Суусамырское землетрясение и ряд других. Согласно мониторинговой системе сейсмических станций сети KNET ежедневно на этой территории происходят сейсмические события слабой или средней силы. И каждое землетрясение это трещина в неоднородном материале – земной коре. Представляется важным исследование процесса интенсивности деформаций земной коры и процесса накопления трещин в земной коре, скопление которых может привести к образованию генерального разрыва – крупного землетрясения.

Для проведения исследований был использован каталог сейсмических событий по данным сети KNET за 1994–2007 гг. За это время на исследуемой территории произошло 6370 событий, плотность которых неоднородна по территории, и в отдельных зонах их концентрация достаточно высока. Это дает основание оценить исследуемые характеристики, как по всей исследуемой территории, так и по отдельным, условно выделенным зонам.

При оценке *величины интенсивности деформации* (I_{Σ}) [1] для каждой из выделенных областей вертикальный размер деформированных областей был принят равным 30 км, что соответствует мощности сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня и модуль сдвига $\mu = 3,0 \cdot 10^{11}$ дин/см² (для преобладающих горных пород в верхнем этаже земной коры).

Полученные значения интенсивности деформации по всем зонам имеют порядок 10^{-10} год⁻¹. Зоны Киргизского хребта и Талассо-Ферганского разлома имеют наиболее значимые и идентичные значения интенсивности деформации ($0,43 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹). Наиболее высокий уровень деформации имеет Кочкорская зона ($0,23 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹). К менее деформируемой можно отнести зону Суусамырской впадины ($0,04 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹). По данным GPS для Северного Тянь-Шаня она составляет $(20\text{--}30) \cdot 10^{-9}$ год⁻¹.

Не смотря на достаточно короткий период исследования (14 лет), было отмечено, что скорость деформации изменяется во времени. По каждой зависимости $I_{\Sigma}(t)$ построены линейные тренды $\text{Log}(I_{\Sigma}(t))$. Наличие угла наклона тренда показывает, что интенсивность деформации возрастает со временем для всех исследуемых зон, при этом вычисление $\sin$ этого угла позволило отметить зоны, имеющие наиболее высокую скорость изменения

интенсивности деформации: Кочкорская зона и зона Киргизского хребта. Эти зоны, характеризуются тем, что в последнее время на них произошли достаточно значимые землетрясения с $K > 13$.

Дальнейшие исследования интенсивности проведены для зон, которые характеризуются различными режимами СТД в работе [2]. Изменение интенсивности деформации для Восточной и Западной зоны во времени представлены на рис. 1а. Наиболее интенсивно процесс деформации протекает в восточной зоне территории внутри сети KNET. Об этом свидетельствует более крутой угол наклона тренда $\text{Log}10(I_\Sigma(t))$ для Восточной зоны, чем для Западной, которая при этом характеризуется самой высокой скоростью изменения интенсивности деформации из всех зон, исследуемых в данной работе.

Исследование *параметра сейсмогенных разрывов* проведенное по тем же зонам свидетельствует о различных темпах деструкции материала в этих зонах. Северная зона характеризуется более стабильным изменением исследуемого параметра, чем в Южной зоне, которая характеризуется наиболее высоким уровнем деструкции в 90-е годы и стабилизацией процесса на определенном уровне в последние годы. На современном этапе обе эти зоны имеют идентичные скорости накопления трещин.



Рис. 1. Изменение интенсивности деформации(а) и параметра трещиноватости (б) для Западной и Восточной зоны территории внутри сети KNET.

В Суусамырской зоне наблюдается наиболее высокий уровень деструкции материала в 90-е годы, которые характеризуются потоком афтершоковых событий Суусамырского землетрясения. В последнее десятилетие скорость изменения параметра трещиноватости носит более устойчивый характер для этой зоны, а для зоны Киргизского хребта и Кочкорской зоны это параметр свидетельствует о высоком уровне деструкции материала.

Более высокий уровень деструкции характерен для Западной зоны территории внутри сети KNET до 2000 года, а для Восточной с началом 2005 года. В период с 2000 по 2003 годы, период сейсмического затишья, уровень деструкции Западной и Восточной зоны имеют эквивалентные значения (рис. 1б). По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов но-

сит кумулятивный характер и определяет условие неустойчивости. Начиная с 2004 года на территории Восточной зоны произошло несколько землетрясений с $K > 13$.

По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов носит кумулятивный характер и определяет условие неустойчивости. Каждый сейсмоактивный объем V_j (или группа объемов) проходит свой сейсмический цикл, начиная от стадии накопления тектонических деформаций до стадии сбрасывания напряжений в результате произошедшего землетрясения, сопровождающегося афтершоками или, возможно, без них. Полученные данные по сейсмогенным разрывам не доходят до критического значения, отмеченного в различных источниках, нет достаточно четко выраженных аномалий, которые также оцениваются, как предвестники сильных землетрясений. Эти факты можно объяснить следующими соображениями: либо проявился небольшой по времени период наблюдений, либо в исследуемом объеме состояние среды еще достаточно далеко до возникновения сейсмогенных разрывов, соответствующих сильным землетрясениям.

Авторы признательны С.Л. Юнга и А.Д. Завьялову, без сотрудничества с которыми данная работа не могла быть выполнена.

Настоящее исследование осуществлено частично благодаря проекту по Программе № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН и гранту РФФИ № 07-05-00687а.

Литература

1. Лукк А.А., Юнга С. Л. Сейсмотектоническая деформация Гармского района.// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24-43.
2. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62-78.

Дизъюнктивные нарушения как фрактальные динамические системы

Т.Ю. Тверитинова, Н.Н. Курдин

Геологический факультет МГУ, г. Москва, tvertat@geol.msu.ru

Слоисто-блоковое строение Земли обусловлено наличием стратифицируемых геосфер, обусловленных субгоризонтальной расслоенностью Земли (1), и нестратифицируемых геосистем, обусловленных различно ориентированной тектонической делимостью – дизъюнктивными нарушениями (2). Размеры геосфер и геосистем колеблются от первых сантиметров и меньше до многих сотен и тысяч километров. При этом мощность геосфер и глубина заложения составляющих их геосистем в целом соответствуют друг другу [4].

Дизъюнктивные нарушения (дизъюнктивы), а также разделяемые ими блоки (вещественно-дислокационные тектонокомплексы), обладая свойством дробности элементов при сохранении их подобия, характеризуются многоуровневой структурной организацией, т.е. являются фрактальными объектами. Математически это выражается фрактальной размерностью (D) дизъюнктивов (и блоков), показывающей соответствие объема дизъюнктивов (и блоков) объему включающего их геологического пространства. При общей размерности геологического пространства "3", часть его занята блоками с размерностью $0 < D < 3$, часть – межблоковыми дизъюнктивными системами также с размерностью $0 < D < 3$. В плане блоки и межблоковые дизъюнктивы занимают площадь с общей размерностью "2", составляя сумму размерностей площади блоков $0 < D < 2$ и площади межблоковых дизъюнктивов $0 < D < 2$.

Все природные фрактальные системы как «заполнители пространства» являются геометрическими фракталами, а как системы, развивающиеся во времени – динамическими. С этой точки зрения любые фракталы характеризуются определенными параметрами в законах геометрического самоподобия (фракталы с точки зрения пространственной геометрии) и воспроизводимости во времени (фракталы с точки зрения динамики развития фрактальной системы) [1].

Разномасштабные дизъюнктивы – система плоских в объеме (или линейных в плане) объектов, разделяющих геологические массивы на изолированные или полуизолированные блоки. Элементарная составляющая системы – элементарный дизъюнктив – сложно построенный объем относительно малой мощности с площадью ($s_r = l_e^2$), динамически развивающийся в неоднородном нелинейном неравновесном самоорганизующемся открытом геологическом пространстве с нестационарными динамическими внутренними и внешними напряжениями.

Свойства дизъюнктивов как геометрической фрактальной системы проявляются в самоподобии структурных рисунков дизъюнктивов на любом

структурном уровне – от глобальных общепланетарных структур (подвижных поясов и складчатых систем) до микротрещиноватости. Рассматривая структуры разрушения геологической среды в любом масштабе, мы видим повторяющиеся сочетания элементарных для данного уровня дизъюнктивов в более сложные системы – зоны концентрации деформаций [2]. Это касается как собственно делимости (дизъюнктивов) геологической среды, так и их различных морфокинематических систем.

Свойства дизъюнктивов как динамической фрактальной системы проявляются в самоподобии параметров изменяющихся во времени и пространстве полей тектонических напряжений. Сохранение законов разрушения геологической среды в этом случае определяет самоподобие геометрического пространственного образа фрактальной системы дизъюнктивов, т.е. система дизъюнктивов как геометрический фрактал остается с течением времени также самоподобной. Динамические параметры дизъюнктивных систем мы фиксируем, как и параметры геометрического самоподобия, по структурным рисункам дизъюнктивных систем, но уже с учетом разновозрастности дизъюнктивных деформаций. Для каждого этапа развития геологического объекта мы говорим об определенных условиях нагружения геологического объема (сжатие – растяжение, сдвиг, кручение и т.д.) и результатах разгрузки напряжений в виде определенных (и определенным образом связанных) дизъюнктивов.

Дизъюнктив в трехмерном пространстве $S_f = s_r^1 \times l_r^{0 < D < 1}$. Если $s_r = l_r^2$, то общий фрактальный показатель множества дизъюнктивов в объеме $V_r = l_r^3$ должен превышать 2. Значение мощности дизъюнктива $\Delta = l_r^{0 < D < 1}$ малая, но значимая величина, т.е. множество отрезков размером Δ могут покрыть значительную часть длины l_r^1 , а плоскости $S_r = l_r^2 \times l_r^{0 < D < 1}$ заполнить определенную часть пространства $V_r = l_r^3$. При этом фрактальная размерность множества этих плоскостных элементов составит в объеме $2 < D < 3$ (а в плане – $1 < D < 2$).

Теоретический расчет фрактальной размерности системы дизъюнктивов нескольких структурных уровней приведен в работе [3]. В этой же работе сделан расчет фрактальной размерности дизъюнктивных нарушений в слабодислоцированных карбонатных толщах верхнего мела вдоль эскарпа Джинальского хребта (Центральный Кавказ) с оценкой их количественных параметров. При содержании в геологическом объеме со стороны не превышающей длины крупнейшего в нем дизъюнктива 10.1% дизъюнктивов объемная фрактальная размерность дизъюнктивов составит ~2.1 (в плане – 1.1).

Чем больше фрактальная размерность системы дизъюнктивных нарушений, тем больше нарушенность геологической среды и выше ее динамическая неустойчивость. Динамическая неустойчивость проявляется во взаимодействии дизъюнктивов соседних уровней и формировании в геологическом объеме новых структур разрушения, что сопровождается на региональном структур-

ном уровне сейсмическими процессами. Фрактальная размерность увеличивается при уменьшении разности параметров дизъюнктивов соседних уровней, достигая максимальных значений при $2 > q > 1$. При $q > 2$ фрактальная размерность системы разрывных нарушений резко уменьшается, приближаясь к размерности главной системы, т.е. чем более резко отличаются дизъюнктивы соседних структурных уровней, тем более устойчива вся система в целом.

Литература

1. Классификация фракталов // <http://fractalworld.xaoc.ru/article/class.html>
2. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: «Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов». М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173-235.
3. Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н. Дизъюнктивные нарушения как фрактальные динамические системы // Синергетика геосистем. М.: 2007. С. 110-115.
4. Юшманов В.В. Фрактальная делимость планеты и ее роль в организации, иерархическом распределении и эволюции природных и природно-социальных наземных геосистем // <http://pozdneyakov.tut.su/Seminar/a0101/a011101.htm>

Современные движения Горного Алтая, тектоническая составляющая и движения, связанные с крупным землетрясением (по данным GPS измерений)

В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, Е.В. Бойко, Р.Г. Седусов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, TimofeevVY@ipgg.nsc.ru

Современные движения Горного Алтая до 2000 года изучались методами классической геодезии, т.е. проведением нивелирования первого класса с периодичностью 20–30 лет. В 2000 году силами Института была заложена геодинамическая сеть для измерений методом GPS. Целью работы было получение 3D смещений точек сети для выделения тектонической составляющей движений и определения смещений, связанных с сейсмическим процессом Алтае-Саянской зоны. Для решения поставленных задач измерения проводились двухчастотными геодезическими приемниками TRIMBLE 4700 (4 прибора) и SOKKIA (4 прибора). Использована жесткая центровка антенн на сетевых пунктах и одновременность наблюдений по сети. Построена и ведет непрерывную регистрацию с 2000 года постоянная станция NVSK мировой сети IGS в районе Новосибирска (Ключи). Одновременно с закладкой сетевых пунктов наблюдений оборудованы пункты на сейсмостанциях Алтая. С 2004 года на сейсмостанциях базируется региональная сеть станций космической геодезии с приемниками SOKKIA. Обработка результатов измерений проводится с помощью программного пакета GAMIT-GLOBK. При обработке учитываются данные постоянных станций Евразии [1, 2]. Рассматривалось решение относительно постоянных станций севера Азии и Евразии, относительно модели NUVEL-1A, относительно нашей постоянной станции NVSK (Ключи, Новосибирск) и относительно наших сетевых станций, расположенных в северной равнинной части территории максимально приближенных к району Горного Алтая. К настоящему времени по сети из 20 пунктов наблюдений проведены восемь циклов измерений в районе Горного Алтая и его предгорий. Создание в этом районе сети GPS станций позволило соединить соответствующие сети Средней Азии, Тувы и Байкальской рифтовой зоны [3, 4, 5, 6]. Анализ результатов наблюдений по этим сетям, с привлечением данных по Монголии и Китаю, позволил получить картину современных движений всей активной части Центральной и Восточной Азии; выявить закономерности современного деформирования земной коры; рассматривать вопрос о влиянии Индо-Азиатской коллизии; изучать особенности проявления коллизии на её северной границе – областей активных современных процессов на Алтае, в Туве и в Байкальской рифтовой зоне. Важным итогом работы является получение поля скоростей перед сильнейшим Чуйским землетрясением на юге Горного Алтая (27.09.2003 г, $M = 7.3 \div 7.5$) [7, 8], в котором выявлены аномалии в

распределении скоростей современных движений земной коры. В эпоху перед землетрясением (2000–2003 гг) на территории Горного Алтая выделено две группы станций с северо-западной и северо-восточной ориентацией смещений. Величины годовых скоростей для первой группы (от пункта Курай до пункта Усть-Кан) оказались на уровне от 0.5 до 3 мм в год. Для второй (от пункта Укок через Чаган-Узун до пункта Язула) скорости достигали максимальных величин по изучаемой территории 5–13 мм в год. Величины вертикальных смещений по абсолютному большинству пунктов составили 1–4 мм в год с аномальной сменой знака движений в зоне будущего эпицентра. В результате анализа поля смещений Азии с юга на север можно сделать вывод о том, что на юге Горного Алтая резко падает скорость смещения на север. Дефицит смещений на север позволяет сделать приблизительную оценку накопленных в зоне будущего землетрясения смещений (около 2 метров). ССВ-ое смещение, прослеживаемое от Тибета-Гималаев через западный Китай и западную Монголию, распадается на С–З, наблюдаемое потом в западной части Горного Алтая и юго-восточном Казахстане, и С–В, которое далее на восток переходит в восточное (Тува, Монголия, западная часть Байкальской рифтовой зоны). В зоне будущего эпицентра Чуйского землетрясения происходит разделение смещений, а сдвиговая компонента достигает максимума. Измерения после Чуйского землетрясения позволили выделить значительные косейсмические смещения (эпоха 2003–2004 гг). Ближайшие к сейсмическому разрыву пункты оказались на расстоянии 15–35 км по обе стороны разрыва. Зарегистрировано правостороннее смещение эпицентральной области со смещениями на пунктах до 0.35 м. Величины смещений убывали с увеличением расстояния от разрыва. Распределения смещений после землетрясения и особенности поля скоростей до события приводят к выбору модели упругой отдачи для описания смещений в эпицентральной зоне. Экспериментальные результаты и 2D-модельные соотношения позволили определить смещения на линии разрыва (2 метра), глубину разрыва (от 5 до 15 км в разных частях эпицентральной зоны) и сделать оценку сдвиговых напряжений в 4 МПа [9, 10]. Как показали полученные результаты, при землетрясениях сдвигового типа магнитудой $M > 7$ измеримые смещения земной коры охватывают территорию с размерами до сотен километров. В период постсейсмических смещений (2004–2007 гг) скорости упали до 3–9 мм/год, при этом сохранилась ориентация смещений (правосторонний сдвиг). Анализ моделей коры позволяет предложить двухслойную модель типа упруго-хрупкая верхняя кора и вязкоупругая нижняя кора. Используя величины, полученных скоростей постсейсмических смещений и деформаций в эпицентральной части, а также величину снятого сдвигового напряжения получена оценка вязкости нижней коры $7 \cdot 10^{20}$ Па с. Период релаксации напряжений для Горного Алтая можно определить в 300 лет. Анализ данных за весь период измерений с исключением юго-восточной части Горного Алтая (зоны, охваченной процессами, связанными с

Чуйским землетрясением) позволил получить предварительную картину современных тектонических смещений Горного Алтая. Получено смещение центральной и западной части Горного Алтая на северо-запад, величины годовых скоростей горизонтальных смещений около 2 мм. Остается открытым вопрос о возможности смещения активного сейсмического процесса с юга Горного Алтая на север или восток региона. Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 07-05-00077.

Литература

1. Boucher C., Altamimi Z., Sillard P. Results and analysis of the ITRF97 // IERS Technical note. V. 27. 1999. 191 p.
2. Drewes H., Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models. // In: M. Feissel (Ed.): Geodynamics, IAG Symposia, Springer. 1998.
3. Peltzer G., Saucier F., Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates // J. Geophys. Res., December 10, 1996. V. 101, B12. PP. 27,943-27,956.
4. Саньков В.А., и др. 1999. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. Т. 40, № 3. С. 422-430.
5. Calais E. et.al., 2002. Are post-seismic effects of the M8.4 Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area? // Geophys. J. Int. V. 149. С. 157-168.
6. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Дучков А.Д. и др. Космогеодезические исследования современной динамики западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (11). С. 1208-1215.
7. Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. Параметры землетрясения 27 сентября 2003 года на Алтае по инструментальным данным // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» № 1(21). 2003.
8. Арефьев С.С. и др. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 2. С. 305-315.
9. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 804-809.
10. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э. и др. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 8. С. 923-937.

О структурно-динамических условиях и механизмах сейсмогенных дислокаций некоторых очаговых зон сильных землетрясений Тянь-Шаня

Р.А. Умурзаков

Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

ГП «Геологический музей» Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан, umrah@mail.ru

Сейсмотектоническое обследование эпицентральных областей сильных разрушительных землетрясений позволяет собрать первичный материал, который превращается в ценный фонд данных о реальной картине явления. Много сделано в этом направлении коллективами сейсмогеологов различных времён и институтов [1–2]. Вместе с осуществлением исследований в этом направлении, нами проводилось картирование элементов позднекайнозойской тектоники, особенностей проявления сети трещиноватости, кинематики блоков с реконструкцией полей тектонических напряжений. Приводится описание полученных результатов на некоторых примерах очаговых зон сильных землетрясений Каржантауского, Талассо-Сусамырского, Гиссарского регионов: Таваксайского (06.12.1977, $M = 5.0$), Сусамырского (19.08.1995, $M = 7.2$), Каратагского (21.10.1907, $M = 7.0$). Для каждой эпицентральной области на основании материалов детальных полевых исследований и опубликованных данных были составлены структурно-динамические схемы.

Эпицентральная область Таваксайского землетрясения приурочена к юго-западной периклинали Каржантауского хребта. Выявлена и описана сложная структурная зональность, которая обусловлена взаимодействием структурно-тектонических элементов разных рангов. По разрывным нарушениям субмеридиональной и северо-западной ориентировки отмечены левосдвиговые составляющие подвижек. По разрывам северо-восточного (юго-западного) простирания отмечены преимущественно правые сдвиги. Показано, что северо-западное и юго-восточное крыло, осевая зона и периклиналиальная часть Каржантауской структуры, имеют различный характер поля напряжений. Общее для участка поле напряжений имеет субгоризонтальную северо-западную ориентировку оси сжатия при наклонном положении двух других. Ось растяжения, имеет больший наклон, и субмеридиональную ориентацию [3]. В пределах описываемого района, к западу от Акташа в междуречье Шуробсай – Хондайлык находится палеосейсмогенная структура «Шуробсай» [3]. Формирование её автор связывает с крупным сейсмогенным провалом участка к югу от горы Сарытепа. Правосторонние составляющие смещений по Каржантауской зоне разрывов и левосторонние по Шуробсайской привели к образованию зоны интенсивных растяжений на участке их пересечения. Проведен сравнительный анализ реконструкций поля напряжений с определениями механизма очага Таваксайского землетрясения по

сейсмологическим данным. Отмечено, что формирование очага обусловлено, не столько наличием зоны Каржантауского разлома северо-восточного простирания, сколько динамическими условиями взаимодействия Акташского и Азатбашского сводо-блоковых поднятий и сопряженных с ними блоком Чирчикской депрессии.

Приводятся результаты реконструкции поля тектонических напряжений эпицентральной зоны Сусамырского землетрясения (19.08.1992, $M = 7.2$). Она находится в пределах Талассо-Сусамырской горной области, где в современном структурном плане региона в тектоническом сочленении находятся Талассо-Алатауская и Киргизская горст-мегантисинали, Сусамырская впадина, Сусамыртауская и Арамзатауская горст-антисинали. Получена и описана структурно-динамическая схема региона. Южное крыло Сусамырской грабен-синклинали разбито разрывными нарушениями. По ним палеозойские породы Арамзатауской горст-антисинали и отчасти Сусамырской горст-антисинали взброшены на молодые палеоген-неогеновые. Признаки активности Арамсинского и других разломных зон выражены по деформациям террасовых поверхностей, ступенями в рельефе, родниковыми проявлениями. Сейсмодислокации землетрясения 19.08.1992, выраженных в рельефе, образуют две системы трещин, составляющих парагенез- субширотная и северо-западная. Восстановленное по ним поле напряжений с учетом кинематических данных сколовых плоскостей, соответствует механизму очага землетрясения и согласуется с полем напряжений этой горной области, полученным по структурно-геологическим данным [4]. Возникновение очага землетрясения 19.08.1992 является результатом сдавливания участка земной коры между Талассо – Алатауской и Молдотауской горст-антисиналями, при котором произошел мгновенный выброс части блока Арамзатауской горст-антисинали, ограниченного с запада зоной Арамсинского разлома, с севера – зоной сейсмогенного взброса.

Подобные исследования проведены в районе проявления серии очагов Каратагских землетрясений 1907 года [5], в пределах западной части Гиссарского хребта и Юго-Западных отрогов Гиссара. Полученное региональное поле напряжений свидетельствует, что здесь наиболее вероятно формирование северо-западных взбросовых и левосдвиговых структур разрушения, а также северо-восточных взбросовых и правосдвиговых разрывных структур. В отдельных структурах Юго-Западного Гиссара отмечается тип поля напряжений, который характеризуется простиранием оси сжатия вдоль основных структур. Выделены дугообразные элементы структуры, которые отмечаются и внутри Гиссарского горного поднятия (Сурхантау-Гиссарский) и южнее – Гулиоб-Навоинский. Между ними оказывается зажатой узкая Зевар-Пошмикуна-Такобская грабен-синклиналь, которая объединяет в узкую зону большинство локальных мезозойско-кайнозойских впадин южных склонов Гиссара [5]. Делается вывод, что возникновение Каратагских очагов связано с накоплением и разрядкой

напряжений в зоне сочленения и динамического взаимодействия этих блоков. К этой зоне приурочены также очаги Байсунского (08.07.68, $M = 4.7$), Чуянчинского (27.10.1907, $M = 6.2$) землетрясений. К впадинной части приурочены очаги небольших и сравнительно неглубоких землетрясений (1966, $M = 3.9$, 1968, $M = 3.9$). Они объединяются общностью полученного типа напряженно-деформированного состояния сейсмогенных блоков, с которым связываются механизмы их очагов.

Сопоставление полученных данных разных участков орогенной области Тянь-Шаня позволяет говорить о наличии единой причинной (генетической) обусловленности возникновения благоприятных зон сейсмогенной деформации, а положение очагов и их механизмы отражают местные особенности сеймотектонической обстановки. Отмечается сходство механизма очага землетрясений, полученного по данным сейсмогеологических обследований первичных сейсмодислокаций, с реконструкциями позднекайнозойского поля напряжений по кинематическим данным трещинных структур. Это обстоятельство вселяет надежду на возможность прогнозирования механизма очага готовящегося землетрясения.

Литература

1. Бронников М.М. Каратагское землетрясение // Изв. Геол.-го Ком.-та. М.: 1908. Т. 27, № 147. С. 212-287.
2. Рогожин Е.А., Овсяченко А.И. и др. Сейсмодислокации Олюторского землетрясения в Корякии 20(21) апреля 2006 г // Доклады РАН. 2008. Т. 419, № 3. С. 397-399.
3. Умурзаков Р.А. Механизм позднекайнозойского структурообразования и современных сеймотектонических дислокаций юго-западной части Каржантауского хребта (Таваксайский полигон) // Геология и минеральные ресурсы. 1999. № 3. С. 40-47.
4. Умурзаков Р.А., Бакиев М.Х., Ярмухамедов А.Р., Ирушкин С.А. Геолого-тектоническая обстановка и остаточные сейсмогенные деформации района проявления очага Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 года // Узбекский геол. ж. 1995. № 2. С. 12-19.
5. Умурзаков Р.А. Позднекайнозойские тектонические напряжения и сейсмогенные деструктивные зоны Юго-Западного Гиссара // Актуальные проблемы научных исследований сейсмоактивных территорий: Материалы республик. научной конференции. Душанбе: 2007. С. 44-50.

Особенности распределения тектонических напряжений в различных участках геоструктурных элементов по данным экспериментального моделирования и полевых тектонофизических наблюдений

Ш.Д. Фатхуллаев, Р.А. Умурзаков

ГП «Геологический музей» Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан, umrah@mail.ru

Тектонофизические исследования имеют существенное значение при решении трех главнейших проблем, определяющих благосостояния общества:

1) при решении различного рода задач по обоснованию размещения и прогнозированию позиций рудных полей и месторождений полезных ископаемых;

2) при изучении механизмов формирования новейших и современных структурных форм для оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений;

3) при обосновании мест расположения наиболее важных объектов народного хозяйства, катастрофические разрушения которых могут повлечь за собой бедствие и ущерб.

Основу использования единого тектонофизического подхода к решению столь разнородных задач, различающихся возрастным охватом и генетической природой изучаемого объекта (рудного поля и очага землетрясения), — является общность свойств геологической среды, с наблюдаемой дискретностью ее организации и проявлением свойств целостности при переходе от одного объема к другому [1, 2, 3].

В области **первой группы** задач, в результате тектонофизических исследований, в частности, на моделях земной коры Средней Азии установлено, что реальное геологическое пространство имеет неоднородность, обусловленную наличием многочисленных гетерогенных двухмерных структурных элементов — трещин, разломов, поверхностей стратификации, контактов, оказывающих влияние на напряженное состояние и процессы деформирования. Они определяют неравномерность распределения тектонических напряжений и обусловленных ими деформаций, а также многие кинематические особенности структур. Однако, при детальном анализе, выделяются участки геологической среды с однородным строением, где совокупность физико-механических условий позволяет считать их относительно однородными. Такие участки, чаще, проявляются локально. Вместе с тем, в настоящее время известно, что при увеличении объемов при суммировании множества таких локальных объемов вновь могут возникать, качественно новые однородные свойства [2, 3]. Отсюда следует, что роль влияния тектонического режима на структурные особенности обособленных позиций месторождений полезных ископаемых зависит от соотношения региональных

и локальных планов деформаций, а также влияния сочетаний пород с различными деформационными свойствами [3].

На основе исследования физических и механических свойств горных пород, с учетом литологического и петрографического состава в Центральной Азии выделены семь главных геологических формаций – сланцевая, карбонатная, карбонатно-терригенная, терригенная, вулканогенная, интрузивная, контактово-метаморфическая. По характеру сочетаний формаций в палеозойском структурном этаже Центральной Азии выделены **три типа** геологической среды (разреза): однородный, двухчленный и трёхчленный. Приводится характеристика каждого типа среды с описанием особенностей изменений геологических и физико-механических условий. Основным показателем этих сред является характер и соотношение проявляющейся деформаций в целом, и отдельных её составляющих элементов – толщ различного состава. Они отражаются на особенностях проявления некоторых типов структур месторождений и рудных полей, что является поисковым и классификационным признаком типов месторождений [4].

Подобными исследованиями была охвачена огромная территория Тянь-Шаня, для которого были выяснены тектонофизические условия, в частности, особенности распределения тангенциальных напряжений, определившие отдельные стадии формирования его крупных структурных зон, и впоследствии, позволившие выделить отдельные позиции, развитые на фоне региональных структур. Приводится анализ распределения рудных полей Средней Азии и отмечается их закономерная приуроченность к разгруженным от тектонических напряжений участкам глубинных и крупных разломов, которые составляют до 90% промышленных рудных полей.

В области **второй группы** задач, связанной с изучением сейсмической опасности тектонофизический анализ охватывает широкий спектр деформационных процессов разрушения, складкообразования, сдвигов, тесно связанных с особенностями напряженного состояния литосферы. Они определяют генетическую природу очагов землетрясений. Исследования особенностей распределения касательных напряжений определяет возможность прогнозирования сейсмоопасных зон. Анализ общего напряженного состояния среднеазиатского региона показывает, что он оказывается под влиянием направленного действия усилий – с юга Таримского массива, с запада – Туранской плиты, и с севера структур Западно-Сибирской низменности. В целом, выделены отдельные регионы, где соотношение в пространственной ориентации осей главных напряжений сжатия, промежуточного и растяжения отличается от общепринятого для Средней Азии общерегионального поля напряжений, которое характеризовалось субмеридиональным положением оси сжатия. Такое положение проявляется не повсеместно – и характерно лишь для Чаткало-Кураминской и Туркестано-Зарафшанской горных областей. Полученные данные о проявлениях полей напряжений разных уровней в пределах отдельных участков позволили по-

строить детальную структурно-динамическую картину и описать механизмы формирования очагов землетрясений [5] в пределах Каржантауского, Чаткальского, Таласского, Гиссарского районов. Анализ распределения сейсмичности в отдельных областях Западного Тянь-Шаня позволяет считать, что очаги землетрясений, приурочены к участкам наложения разноранговых деформационных процессов.

Третья группа задач имеет специфические особенности потому, что тесно зависит от жизнедеятельности и предпринимаемых действий человека. Неудачный выбор места строительства объекта, например, атомной электростанции, приведет к значительному повышению риска. Также и со строительством водохранилищ, или с не верным учетом опасности природных, а также искусственных резервуаров. Опасность их определяется двумя признаками – проницаемостью и нежелательным обводнением пространства, и возможностью разрушения дамбы и плотины. На основе экспериментального моделирования, полевого изучения структурно-кинематических особенностей деформаций массивов горных пород, а также аналитической проработки материалов показывается возможность выделения динамически нагруженных и разгруженных участков, пространственного распределения мест наиболее благоприятных к разрушениям и подвижкам. Они служат показателем для определения положений опасных и безопасных для освоения территорий, и могут быть использованы для прогнозирования устойчивых позиций при строительстве крупных технических сооружений, а также при исследовании позиций катастрофически опасных объектов.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
2. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829-834.
3. Николаев П.Н. Тектонодинамический анализ. М.: Недра. 1992. 340 с.
4. Фатхуллаев Ш.Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 147-150.
5. Умурзаков Р.А. К оценке поля сейсмогенерирующих напряжений в области готовящегося землетрясения // Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений. Ташкент: 2004. С. 180-183.

Верхоянский складчато-надвиговый пояс: строение и возможные механизмы формирования

А.К. Худолей¹, А.В. Прокопьев²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
khudoley@ah3549.spb.edu

² – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
prokopiev@diamond.ysn.ru

Верхоянский складчато-надвиговый пояс располагается к востоку от Сибирской платформы, простираясь более чем на 2000 км при ширине около 500 км. В его строении отчетливо выделяются две зоны, отличающиеся как по структурному стилю, так и составу пород [1, 2, 5].

Внешняя зона имеет отчетливое чешуйчато-надвиговое строение и по особенностям строения делится на Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский сектора, причем первый из них, в свою очередь, делится на четыре сегмента. В пределах внешней зоны обнажаются породы от нижнего рифея до юры. Здесь в докаменноугольной части разреза широко развито чередование толщ массивных песчаников и карбонатов с алевритами и аргиллитами, по которым развиваются многочисленные межпластовые срывы. В среднем и верхнем девоне присутствуют пачки эвапоритов. В Западно-Верхоянском секторе они, по крайней мере локально, обнажаются в зоне фронтального надвига Верхоянского складчато-надвигового пояса. Внутренняя зона характеризуется чередованием зон смятия и зон со сравнительно слабой степенью деформированности, ранее распознававшимися как зоны пологих деформаций. В ее пределах обнажаются только пермско-юрские комплексы пород.

В сравнении с другими складчато-надвиговыми поясами рассматриваемый регион отличается следующими особенностями:

Незначительная величина сокращения поверхности. Как показывают оценки, произведенные при построении сбалансированных разрезов, для внешней зоны она обычно составляет 30–35%. В аналогичной по своему структурному положению зоне форланда Кордильер Канады, сокращение поверхности оценивается в 60–70%.

Незначительная величина пластических деформаций (стрейна), хотя в отдельных узких зонах она может резко возрасть.

Уменьшение интенсивности складчатых и разрывных деформаций в направлении от платформы.

Огромная ширина региона. Если наблюдаемые во фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса надвиги продолжают на восток, отделяя осадочный чехол от фундамента, то существование надвиговых пластин шириной в сотни километров требует объяснения.

Для объяснения специфики строения Верхоянского складчато-надвигового пояса нами была использована модель критического угла надвигового клина,

предложенная в конце 1970-х – начале 1980-х годов [3, 4]. Основная идея этой модели состоит в том, что надвиговая система имеет форму клина, важнейшими параметрами которого являются средний угол уклона рельефа (α) и средний угол наклона базального надвига (β). Величина этих углов может варьировать в значительных пределах в зависимости от механических свойств надвигаемых пород и зоны базального надвига, но в каждом случае есть свой критический угол, при достижении которого надвиговая система перемещается как единое целое. Если по каким-либо причинам этот угол стал отличаться от критического, то для перемещения надвиговой системы как единого целого угол при вершине клина должен вернуться к критическому за счет активизации тектонических процессов, усиления эрозии или иных причин.

Изучение строения Верхоянского складчато-надвигового пояса показывает, что для внешней и внутренней зон параметры надвигового клина различны, причем это различие достигается за счет разницы в среднем угле наклона базального надвига при сходстве средних углов наклона рельефа (рис. 1).

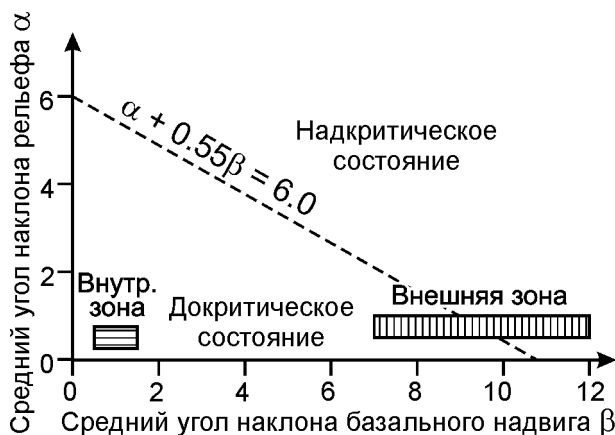


Рис. 1. Форма надвигового клина для внешней и внутренне зон Верхоянского складчато-надвигового пояса. Пунктиром показано соотношение, наиболее часто выполняемое в природных объектах

Для внешних частей Верхоянского складчато-надвигового пояса форма надвигового клина близка к наблюдаемым в других складчато-надвиговых системах, но критический угол достигается в основном за счет значительного наклона поверхности фундамента. Как результат, движение надвигового клина не требует появления высоких горных систем, что и фиксируется по составу терригенных толщ в Приверхоянском передовом прогибе. Для внутренней же зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса надвиговой клин

оказывается аномально узким с углом при вершине не более 1.5–2°. Если эта форма является результатом вторичных процессов, то для утолщения такого клина до критического состояния необходимы огромные пластические деформации, регионального распространения которых не наблюдается. Если же форма надвигового клина соответствует его начальной форме, то столь узкий клин может перемещаться лишь при наличии слоя с пониженной вязкостью в подошве надвиговой системы. Среди породных комплексов, развитых в Верхоянском складчато-надвиговом поясе, наиболее подходящим кандидатом на роль смазки в основании надвиговой системы являются девонские эвапориты, широкое развитие которых позволяет резко уменьшить величину критического угла, при котором складчато-надвиговая система может перемещаться как единое целое.

Проведенное исследование показывает, что модель критического угла надвигового клина вполне удовлетворительно объясняет специфику строения Верхоянского складчато-надвигового пояса. Важным следствием предложенной интерпретации является предположение о широком развитии эвапоритов в зоне базального надвига – если оно справедливо, то во внутренней зоне Верхоянского складчато-надвигового пояса осадочный разрез начинается с девонских пород, что существенно изменяет имеющиеся представления о тектонике и палеогеографии палеозоя рассматриваемого региона.

Исследование проводилось при поддержке грантов РФФИ 06-05-96070, 06-05-64369, 07-05-00743.

Литература

1. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика. 2001. 571 с.
2. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 23-34.
3. Chapple, W.M., Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts // Geological Society of America Bulletin. 1978. V. 89. P. 1189-1198.
4. Dahlen, F.A., Suppe, J., and Davis, D., Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89, B12. P. 10087-10101.
5. Khudoley A.K., Prokopiev A.V. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold and thrust belt // J. Sears, T. Harms, C. Evenchick eds. Whence the mountains? Enquiries into the evolution of orogenic belts: A volume in honor of Raymond A. Price. The Geological Society of America Special Paper. 2007. V. 433. P. 391-410.

Новейшие деформации земной коры орогенных и платформенных областей Казахстана по данным геометрического анализа морфоструктур

В.И. Шацлов, А.В. Тимуш, Т.В. Тарадаева

¹ – Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан, shatsilov@yandex.ru

1. Методика изучения деформированной поверхности эпигерцинского пенеплена (складок основания) и седиментационной поверхности подошвы миоцена (складок чехла), а также расчета количественных характеристик морфоструктур, отражающих напряженно-деформированное состояние верхней части земной коры, заключаются в следующем [1, 2, 3]:

1) в качестве идеализированной модели складки принят треугольник, основанием которого служит длинная сторона, являющаяся одновременно проекцией сторон, символизирующих деформированную поверхность складки (см. рисунок); 2) измеряемыми параметрами являются: величина горизонтальной проекции складки (pL), величина горизонтальной проекции длинного крыла складки (pd), величина горизонтальной проекции короткого крыла складки (pk); высота складки (H); 3) с учетом существующих тригонометрических зависимостей приняты следующие формулы для расчета искомых параметров напряженно-деформированного состояния морфоструктур: $d = (pd^2 + H^2)^{1/2}$ – ширина длинного крыла складки; $k = (pk^2 + H^2)^{1/2}$ – ширина короткого крыла складки; $L = d + k = (pd^2 + H^2)^{1/2} + (pk^2 + H^2)^{1/2}$ – исходная ширина складки; $\Delta L = L - pL$ – величина сокращения верхней части земной коры за счет горизонтального сжатия; $B = (\Delta L^2 + H^2)^{1/2}$ – величина полного вектора тектонических движений; $tg \alpha = H / \Delta L$ – тангенс угла восстания полного вектора тектонических движений; $\delta = \Delta L / pL$ – коэффициент горизонтального сжатия или величина горизонтальной деформации; $V_{\Delta L} = \Delta L / T$ мм/год – скорость горизонтальной деформации (горизонтальных движений); $V_H = H / T$ мм/год – скорость вертикальной деформации (вертикальных движений).

2. Составлена схема новейших морфоструктур (новейших структурных форм, выраженных в рельефе) и расположения профилей для измерения их геометрических параметров на территории Казахстана. Геометрические параметры новейших морфоструктур замерены по карте новейшей тектоники (в изолиниях суммарной деформации эпигерцинской поверхности выравнивания за новейший этап), а также по топографическим картам масштаба 1:1 000 000 и 1:2 500 000. Замеры геометрических параметров новейших морфоструктур осуществлены по 1097 профилям; полученные данные сведены в таблице (раздел измеряемых параметров). Произведен расчет ряда перечисленных выше параметров напряженно-деформированного состояния новейших морфоструктур с использованием элементарных тригонометрических формул (раздел вычисляемых

параметров). Поскольку на территории Казахстана наибольшие деформации первичной (доорогенной) поверхности выравнивания связаны с поздним олигоценом – голоценом (новейший этап), то при расчетах скоростей горизонтальной ($V_{\Delta L}$) и вертикальной (V_H) деформации, длительность неотектонического этапа принята $T = 30 \cdot 10^6$ лет. Произведенные расчеты количественных характеристик новейших морфоструктур позволили осуществить сравнительную оценку скоростей горизонтальных и вертикальных структурообразующих движений (т.е. только за счет изгиба деформируемой поверхности).

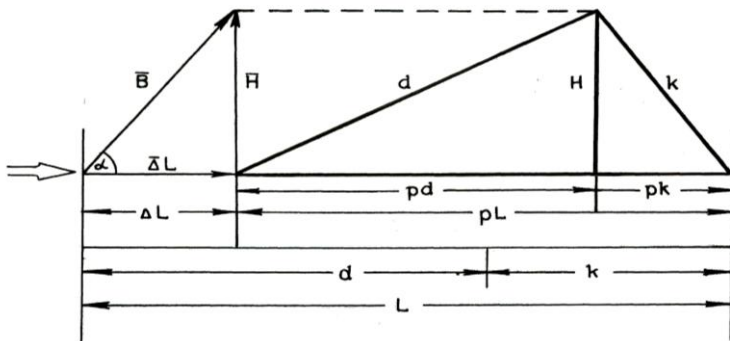


Рис.1. Идеализированная модель складки и ее параметры

3. Составлена карта районирования новейших структур Казахстана по значениям скорости горизонтальной деформации (горизонтальных движений) и скорости вертикальной деформации (вертикальных движений) в мм/год. Значения скорости отнесены к точкам пересечения осей новейших морфоструктур (складок основания чехла) с линиями профилей. Шкала значений скорости горизонтальных движений имеет диапазон $2 \cdot 10^{-1} - 1 \cdot 10^{-8}$, а вертикальных $2 \cdot 10^{-1} - 3 \cdot 10^{-4}$. Тектоническим фоном упомянутой информации являются геоструктуры новейшего этапа развития: эпплатформенные орогены, древняя платформа с палеозойско-кайнозойским плитным комплексом, молодая платформа с мезозойско-кайнозойским плитным комплексом, щит молодой платформы; показаны основные новейшие разломы.

4. Установлены величины скорости горизонтальной и вертикальной деформации. В целом они имеют наибольшие значения в пределах эпплатформенных орогенов, внутри которых увеличиваются по мере приближения к инденторам и уменьшаются по периферии орогенов. Среди платформенных морфоструктур значения скорости увеличиваются в зонах наибольшего сжатия между поднятыми блоками фундамента, а наименьшие наблюдаются в областях спокойного залегания структур чехла. Выявлено, что при деформировании исходной поверхности выравнивания и

образовании новейших складок (морфоструктур) преобладает вертикальная составляющая деформаций (скорость вертикальной деформации V_H больше горизонтальной $V_{\Delta L}$); подобная картина соответствует модели формирования складок основания в условиях субгоризонтального сжатия. В областях эпиплатформенных орогенов об этом свидетельствуют также очень крутые углы восстания полного вектора тектонических движений) с явным преобладанием значений более 80° , что также является следствием развития структур взбросового типа.

Литература

1. Timush A.V. The newest morphostructures and tense-deformed condition of the Crust of Djungaro-Northern-Tianshan Region // 1999 International Symposium on Tianshan Earthquakes (Collection of Paper Abstract). Urumqi – China. 1999. P. 137-138.
2. Тимуш А.В. Напряженно-деформированное состояние новейших морфоструктур Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона // Inland Earthquake., 2000. V. 14, № 3. P. 269-275.
3. Тимуш А.В. Тектонические основы формирования сейсмогенерирующих зон // Прогнозирование землетрясений в Казахстане. Алматы: Эверо. 2000. С. 124-169.

Колебания тектонического блока по данным многолетних наклономерных наблюдений

И.А. Широков, К.М. Анохина

Институт физики Земли РАН, г. Москва, shirokov@ifz.ru

В работе представлен анализ временных вариаций наклонов земной коры на геофизической станции «Талгар», расположенной в пределах Западно-Талгарского тектонического блока, в предгорье северного склона хребта Заилийского Алатау в Северном Тянь-Шане. Границами блока являются на севере и юге соответственно Алма-атинский и Заилийский разломы, смыкающиеся на востоке, а на западе – Талгарский сдвиг [1]. С этими разрывными нарушениями существенным образом связана сейсмичность района, что подтверждается сильнейшими разрушительными землетрясениями прошлого (Вернинское, 1887 г; Чиликское, 1889 г; Кеминское, 1911 г). Станция «Талгар» находится примерно в 2-х км от Заилийского разлома и Талгарского сдвига на их северных бортах. Среди других наклономерных станций на северном Тянь-Шане ст. «Талгар» можно считать наиболее информативной благодаря удачному расположению, глубокой и длинной штольне, сравнительно низкому уровню помех. Именно здесь получен 28-летний ряд наблюдений, позволяющий анализировать вариации наклонов в широкой полосе частот и амплитуд и их связь с сейсмотектоникой района. Режимные наблюдения за наклонами с целью изучения процесса деформирования горных пород велись с 1967 по 1990 годы с использованием фотоэлектрических наклономеров, имевших рабочую чувствительность 10^{-9} рад и достаточно малый инструментальный дрейф $\approx 10^{-6}$ рад/год. Проанализированы основные периоды колебаний хода наклонов: вековые (линейный ход), многолетние, годовые – и сезонные метеорологические, земноприливные, а также аномальные наклоны-предвестники сильных близких землетрясений. 28-летний линейный наклон Талгарского блока направлен на запад и имеет скорость $2 \cdot 10^{-6}$ рад/год. Соотношение азимутальных компонент скоростей векового наклона $VB3 / VCЮ$ как 6:1. Вековой ход на ст. «Медео», расположенной в 60-и км к западу от ст. «Талгар» на южном борту Заилийского разлома, также имеет западное направление и скорость около $5 \cdot 10^{-6}$ рад/год при соотношении $VB3 / VCЮ$ как 5:1. Сопоставляющиеся по величине и направлению значения векового наклона на двух станциях указывают на региональный масштаб его проявления и, возможно, на погружение западного крыла геологических структур северного Тянь-Шаня. Особый интерес представляют вариации наклонов с многолетними периодами, где в основном преобладает 8-летний. Эти колебания Талгарского блока поляризованы в субмеридиональной плоскости, проходящей вкрест простирания Заилийского разлома и Талгарского сдвига. За время наблюдений было выяв-

лено 15 среднесрочных наклонов-предвестников землетрясений с $M \geq 4$ и $\Delta < 400$ км. Исследования показали, что вектора наклонов-предвестников, наблюдаемых на ст. «Талгар», не совпадают с направлением на сейсмические эпицентры. Для всей совокупности вышеупомянутых землетрясений, несмотря на большой пространственный разброс их эпицентров, вектора наклонов-предвестников группируются, тем не менее, в узком секторе ($\pm 10^\circ$) в направлении ЮЗ–СВ. Таким образом, колебания Талгарского блока, вызываемые подготовкой землетрясений, происходят в той же плоскости, что и колебания с многолетними периодами. Ни одно из рассмотренных землетрясений не являлось внутриблоковым и предваряющие деформации из очаговых зон приходили к блоку с разных направлений, вызывая колебания его в одной и той же вертикальной плоскости, что создаёт впечатление о существовании оси качения или тектонического шарнира в результате воздействия соседних блоков. Приливные наклоны на ст. «Талгар» исследовались наиболее детально, так что параметры приливных волн определены с точностью 1%. Амплитудные факторы главной лунной волны M2 составили в азимутах СЮ и ВЗ 0.613 и 0.715 соответственно. Наблюдаемая разница в 15% указывает на повышенную податливость Талгарского тектонического блока в меридиональном направлении и хорошо согласуется с наблюдаемыми колебаниями блока с другими периодами, подтверждая взаимосвязь наклонов и тектоники в широком диапазоне амплитуд и периодов [2].

Литература

1. Куликовский К.Т. О связи современных движений земной коры с неотектоникой северных подножий хребта Заилийского Алатау // Современные движения земной коры. Тарту. 1973. № 5. С. 564-568.
2. Молоденский С.М. Влияние локальных неоднородностей коры и верхней мантии на приливные наклоны земной поверхности // Вращение и приливные деформации Земли. Киев. Наукова Думка. 1983. № 13. С. 10-13.

Квазитрехмерная трехстадийная модель альпийского развития складчатого осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным о величинах деформаций

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли РАН, г. Москва, yak@ifz.ru

Существуют два способа реконструкции строения складчатых систем: с использованием известных схем и на основании исследования величин деформации. При первом способе может быть получена только интерпретация конкретной структуры на базе той или иной геодинамической схемы. Второй способ может показать относительно более реальную структуру, которая будет независима от теоретических схем. Для реализации второго способа используется многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости, объединяющий методы исследования кинематики объектов разного размера от отдельных складок до складчатых систем (всего 7 иерархических уровней [1]). Для данной работы исходным материалом служат структурные профили, составленные в поле.

Для анализа структуры Северо-Западного Кавказа были использованы 11 пересечений общей длиной около 350 км, составленные Т.В. Гиоргобиани и Е.А. Рогожиным, и расположенные от Анапы до Адлера. Все пересечения были разделены на домены (3-й уровень), общим числом 244, охватывающими участки складок длиной вдоль профиля от 0.5 до 3 км, а по объему слоистости—существенную часть осадочного слоя. В пределах этих доменов были измерены следующие параметры: средний наклон осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, величина укорочения в направлении перпендикуляра к осевой плоскости, длина отрезка линии профиля и наклон этого отрезка.

Первые три параметра фактически образуют эллипсоид деформации объема слоистых пород в рамках домена (имея в виду, что по средней оси в направлении шарнира для линейных складок деформация отсутствует). Осевые плоскости дают наклон длинной оси, величина укорочения дает соотношение длинной и короткой осей эллипса. Для восстановления доскладчатого состояния каждого домена были использованы три кинематических операции: 1) поворот домена до горизонтального состояния зеркала складок, 2) простое горизонтальное сдвигание до вертикального положения осевой плоскости, 3) горизонтальное растяжение (чистый сдвиг) до исчезновения складок. Поскольку в рамках этих операций одновременно менялась длина и наклон отрезка линии профиля, то получаемое доскладчатое состояние домена представляло собой горизонтальную слоистую структуру с отрезком определенной длины и наклона внутри этой структуры. Общую структуру всего пересечения можно получить, стыкуя друг с другом соседние досклад-

чатые домены. В предложенном методе восстановления доскладчатой структуры тектонических зон по геометрии структурных доменов также учитываются наклоны плоскостей разрывов и «стратиграфическая» глубина точек профиля. После восстановления всех пересечений оказалось, что среднее укорочение составило 35% при их общей доскладчатой длине в 535 км.

При определении величины укорочения складчатой структуры важной проблемой является вопрос о том, какое укорочение является тектоническим (внешним), а не связанным только с неоднородностью структуры. Было определено, что такой минимальной структурой является структурная ячейка (4-й уровень иерархической системы), объединяющий несколько доменов и охватывающий объем от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория, а по объему слоистости – весь осадочный чехол. Важно, что доскладчатая ширина такой структуры должна примерно соответствовать исходной мощности чехла. В связи с этим были собраны по литературным данным и путем прямых замеров на пересечениях величины исходных мощностей всех стратиграфических подразделений почти для всех доменов (с использованием интерполяций и экстраполяций). Вслед за этим в пересечениях были выделены 42 структурные ячейки и для них были найдены величины укорочения и исходные мощности осадочного чехла.

Величины укорочения изменялись от небольшого удлинения или слабого укорочения в северных ячейках западных профилей (от -10% до 2%) и южных частях восточных (15-20%) до относительно больших в южных доменах западных профилей (50-65%) и в центральных и северных доменах восточных профилей (50-65%).

Полученных данных было достаточно для построения первой квазитрехмерной модели для доскладчатой постседиментационной модели осадочного чехла. В ней по координатам восстановленного положения 42-х структурных ячеек и по исходным мощностям стратиграфических подразделений были построены позиции трех основных реперов – подошвы отложений юры, мела и палеогена на момент начала олигоцена (подошва олигоцена принималась за ноль в стратиграфических колонках). В западных пересечениях первичные мощности чехла составляют от 13–15 км на севере (локально 3.5 км) до 17.3 км в южной части структуры, а для восточных пересечений существует центральный прогиб с мощностями 15–16 км в осевой части и 7–9 км по краям. Средняя мощность – 13 км.

Анализ литературных данных (предолигоценовое несогласие, отсутствие сжатия в олигоцене по исследованиям палеостресса, появление первых конгломератов в сармате и отсутствие значительных пликтивных деформаций поверхностей выравнивания) позволяет выделить вторую стадию – постскладчатую доорогенную. Для этой модели все соскладчатое укорочение структурных ячеек приводит к соответствующему увеличению мощности осадочного чехла и погружению подошвы юры, но воздымания горного сооружения и размыва пока не происходило. Для построения квазитрехмерной

модели этой стадии используются современные координаты структурных ячеек и глубины реперов, полученные после вычисления новых постскладчатых мощностей колонны осадков. Возникший рельеф подошвы чехла в основном наследует структуру бассейна осадконакопления – осевые части прогибов располагаются в центре двух западных пересечений 23–27 км, в самой южной части других трех западных (до меридиана г. Туапсе) прогибов – 34–50 км, и опять в центре восточных пересечений (15–20–44 км). Средняя глубина для этой стадии составляет 22 км.

Вычисление параметров современной структуры производилось после того, как была определена средняя «глубина» тех осадков, которые наблюдаются на поверхности Земли в каждой ячейке. Это легко выполняется, поскольку в процессе построения сбалансированного разреза для каждого домена были вычислены «глубины» начальных и конечных точек. Полученная средняя глубина с поправкой на высоту современного рельефа дает амплитуду орогенного поднятия подошвы чехла (точнее – объем размытых осадков), а также позволяет вычислить современную глубину подошвы чехла. Расположение максимальных значений этих глубин для ячеек в целом сохраняется – в центре двух самых западных (19–23 км), в южной части других западных (27–32 км) и в центральной части восточных (15–25 км). Средняя глубина подошвы чехла составляет 13 км. Орогенная амплитуда поднятия кровли фундамента составила в среднем 10 км, в основном плавно увеличивалась от краев пересечений к их центральным частям, а вдоль простираения Северо-Западного Кавказа увеличивалась с запада на восток до меридиана Туапсе, а затем несколько уменьшалась к востоку [2]. Максимальные значения достигали 20–23 км. Полученный рельеф поверхности кровли фундамента противоречит часто используемым для Кавказа схемам А-субдукции. Интересно распределение значений разницы глубин фундамента между 1 и 3 стадиями. При средней величине 0 км наблюдались «поднятия» до 7.5 км и «опускания» до 15 км.

Литература

1. Ребецкий, Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л. Тектонофизика. В кн.: Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.
2. Яковлев Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования – первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 510-515.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
------------------------------	---

Раздел I. Теоретические основы тектонофизических исследований и фундаментальные аспекты смежных научных направлений

<i>Айтматов И.Т., Казакбаева Г.О.</i> Об остаточных напряжениях в горных породах.	11
<i>Астафьев Д.А.</i> Исходная модель геодинамики коромантийной оболочки Земли для тектонофизического моделирования.	14
<i>Болтышев Г.Ю.</i> Типизация земной коры Восточно-Европейской платформы по геолого-геофизическим данным	17
<i>Викулин А.В.</i> Ротационная вихревая геодинамика: геологический и физический аспекты.	19
<i>Войтенко В.Н.</i> Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов Северо-западного Приладожья	22
<i>Гинтов О.Б., Муровская А.В., Мычак С.В.</i> Комплексирование структурно-парагенетического и кинематического методов– условие дальнейшего прогресса в полевой тектонофизике	26
<i>Гончар В.В.</i> Критерий мощности компетентного слоя в определении изгибного и разломно-пластического стилей деформирования	29
<i>Гончаров М.А.</i> Относительность некоторых базовых понятий тектонофизики	32
<i>Горбачевич Ф.Ф., Савченко С.Н.</i> Современные и палеонапряжения в Печенгском геоблоке по данным исследований разреза Кольской сверхглубокой скважины	35
<i>Довбнич М.М.</i> Принцип минимизации гравитационной энергии и напряженное состояние тектоносферы	38

<i>Дядьков П.Г.</i> О модели развития сейсмотектонического процесса во внутриконтинентальных районах Евразии	41
<i>Ильченко В.Л.</i> О пространственных вариациях анизотропии упругих свойств керна и горных пород из обнажений на поверхности как индикаторах напряженного состояния	44
<i>Кашибин С.Н.</i> Вариации поляризации упругих волн как индикатор вариаций тектонических напряжений	47
<i>Козырев А.А., Савченко С.Н.</i> Дифференциация тектонических напряжений в верхней части земной коры с учетом влияния природных и техногенных факторов	50
<i>Кочарян Г.Г.</i> Динамика деформационных характеристик разломных зон .	53
<i>Кузин А.М.</i> О роли механически жестких образований в геологических процессах и их отображение в данных сейсмических наблюдений	56
<i>Кулаков Г.И., Устюгов М.Б.</i> Экспериментальное исследование геодинамических напряжений в массиве горных пород Алтае-Саянской сейсмической зоны	59
<i>Леви К.Г.</i> Тектонофизика М.В. Гзовского и современная неотектоника ..	61
<i>Леонов М.Г.</i> Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли: факт существования, структура, концептуальные построения	64
<i>Лобацкая Р.М.</i> Использование тектонофизических методов для обеспечения безопасности эксплуатации объектов ядерной энергетики Красноярского края	70
<i>Лю Лючиань, Ма Сэнли, Лю Пэйшунь, У Сюцзжан, Лю Тианчань, Ма Цзинь.</i> Лабораторно-экспериментальная система для исследования тектоно-деформационного физического поля и теплового эффекта деформаций	73
<i>Ма Цзинь, Лю Лючиань, Лю Пэйшун, Ма Шаопэн.</i> Характерные признаки теплового поля для идентификации сдвига и неустойчивости разлома по данным лабораторных экспериментов	76

<i>Макаров П.В.</i> Математическая теория эволюции геосред и геоматериалов в полях действующих сил	78
<i>Милановский С.Ю., Николаевский В.Н.</i> Роль трещиноватости горных массивов в эволюции земной коры	81
<i>Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л., В.Н. Войтенко</i> Тектонофизическое описание тектонического разрыва как комплекса дизъюнктивных структур и полей механических параметров в их окрестности	82
<i>Подурушин В.Ф.</i> Волновой механизм формирования краевых прогибов	86
<i>Пономарев В.С.</i> Латентные (остаточные) напряжения в геологической среде	89
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Достижения и перспективные задачи тектонофизических исследований	91
<i>Ручьёв А.М.</i> Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса	94
<i>Сибиряков Б.П., Сибиряков Е.Б., Бобров Б.А., Деев Е.В., Резуженко А.Ф., Лавриков С.В., Радченко А.В., Шабалин И.И., Медведев А.Е.</i> Промежуточные состояния между быстрыми и медленными движениями в средах со структурой	97
<i>Сим Л.А.</i> Некоторые методические аспекты реконструкции тектонических напряжений по геологическим индикаторам	100
<i>Стром А.Л., Грошев М.Е.</i> Провальные дислокации в приводораздельных частях горных массивов и возможные механизмы их образования	103
<i>Тимурзиев А.И.</i> Закономерности ориентировки трещинных систем и осей напряжений осадочных бассейнов Северного полушария	106
<i>Трубицын В.П.</i> Напряжения на подошве литосферы, вызванные мантийной конвекции	111

<i>Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А.</i> Сейсмотектоническое деформирование одноосного удлинения в литосфере и его геодинамическая интерпретация	115
<i>Шерман С.И.</i> Тектонофизика и смежные науки: сейсмология	118
<i>Щукин Ю.К.</i> Стратегия комплексного изучения строения и динамики сред с различными тектоническими режимами	123
<i>Юдахин Ф.Н.</i> Некоторые особенности континентальной сейсмичности.	126
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Методы выявления механизмов формирования и оценки величины конечной деформации для структур линейной складчатости разного ранга: примеры решения геотектонических задач	129

Раздел II. Тектонофизическое моделирование деформационных структур и процесса разрушения горных массивов в решении фундаментальных и прикладных задач физики Земли

<i>Бокун А.Н.</i> Результаты тектонофизического моделирования зон горизонтального сдвига и использование их при поисках углеводородов.	135
<i>Борняков С.А.</i> Внутренняя структура сдвиговых зон (по результатам физического моделирования)	138
<i>Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.</i> Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах и трансформных разломах океанической литосферы	140
<i>Дамаскинская Е.Е., Томилин Н.Г.</i> Моделирование напряженного состояния тектонических разломов методом конечных элементов	143
<i>Михайлова А.В.</i> Изучение механизмов деформирования тектонических структур в слое над движущимися блоками фундамента (на моделях)	145
<i>Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л.</i> Проблемы тектонофизического моделирования зоны сдвига	148

<i>Молчанов А.Е.</i> Математическое моделирование сеймотектонических процессов в зонах активных разломов	152
<i>Осокина Д.Н.</i> Прогноз нарушений второго порядка около концевых участков разлома, изучение связи их характеристик с региональным полем напряжений (на основе расчета локальных напряжений разных уровней в области у концов разрыва)	155
<i>Парфенюк О.И.</i> Особенности тепловой и механической эволюции областей коллизии (численное моделирование)	160
<i>Погорелов В.В., Конешов В.Н., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л.</i> Изучение роли гравитационных неоднородностей и флюидного давления при формировании напряжений субдукционных зон по результатам численного моделирования	163
<i>Романюк Т.В., Михайлова А.В.</i> Деструкция континентальной литосферы: напряжения, вызываемые плотностными неоднородностями	167
<i>Смирнов В.Н., Шейкин И.Б.</i> Механика деформирования и разрушения морского льда и возможности моделирования тектонических процессов	171
<i>Стефанов Ю.П.</i> Численное моделирование деформации в геологических средах за пределом упругости	174
<i>Суетнова Е.И.</i> Математическое моделирование эволюции вязкоупругих напряжений и деформаций при росте мощности осадков. Анализ возможных спектров реализаций процесса уплотнения в зависимости от значений характеристических параметров подобия	177
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В.</i> Моделирование тектонических процессов, используя ледовый покров озера Байкал (результаты светодальномерных и GPS измерений)	180
<i>Турапов М.К., Сулейманов М.О., Дулабова Н.Ю.</i> Моделирование тектонических напряжений в структурах Гузаксайского грабена	183
<i>Филатова В.Т.</i> Реконструкция палеонапряжений при формировании земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее (численное моделирование)	186

<i>Черемных А.В.</i> Разломно-блоковая структура и напряженное состояние верхней коры восточного побережья озера Байкал (натурные наблюдения и моделирование)	189
<i>Шилько Е.В., Астафуров С.В., Димаки А.В., Ружич В.В., Гранин Н.Г., Псахье С.Г.</i> Исследования процессов возникновения и развития деформационных структур в плитных средах на примере ледового покрова озера Байкал	192

Раздел III. Изучение природных напряжений и деформаций в решении проблем геодинамики и прикладных задач

<i>Алехин В.И., Корчемангин В.А.</i> Поля напряжений и деформаций субвулканических тел и даек пермь-триасового возраста Приазовского блока УЩ и его сочленения с Донбассом	197
<i>Анжелье Ж., Хао-Цу Чу, Бержерат Ф., Жиан-Ченг Ли, Ру-Фей Чен, Чанг-Пай Чанг, Куо-Жен Чанг, Нико Э.</i> Серпентинитовые массивы могут сохранять точную информацию о многофазной тектонической эволюции в сильнодеформированных поясах: пример Тайваня	200
<i>Angelier J., Hao-Tsu Chu, Bergerat F., Jian-Cheng Lee, Rou-Fei Chen, Chung-Pai Chang, Kuo-Jen Chang, Nicot E.</i> Serpentine massifs may provide accurate records of polyphase tectonic evolution in highly deformed belts: an example in Taiwan	203
<i>Бабаджанов Т.Л., Мордвинцев О.П.</i> Дизъюнктивно-пликативные поперечные структуры Западного Узбекистана: их выделение и роль в домезозойской геологии региона	206
<i>Барулева О.А., Пупков О.М.</i> Количественная оценка деформаций и особенности микроструктур метаморфизованных пород контиосарской свиты (Северное Приладожье, Россия)	209
<i>Бубняк И.Н., Бубняк А.Н.</i> Трещиноватость Украинских Внешних Карпат и их форланда – индикаторы палеонапряжений	212

<i>Гиоргобиани Т.В.</i> К вопросу о механизме образования складчатой структуры Большого Кавказа	214
<i>Гончар В.В.</i> К построению шкалы деформационных событий Камчатки на основе реконструкции ориентировок осей тензора напряжений. . .	217
<i>Демьянович Н.И., Шенькман Б.М., Шенькман И.Б.</i> О тектонических нарушениях в створе плотины Иркутской ГЭС	220
<i>Дулабова Н.Ю.</i> Экспериментальные моделирования некоторых особенностей геодинамики формирования золоторудных месторождений Букантау	223
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Сейсмотектоника орогенных поясов Северо-Востока Азии	227
<i>Кармалеева Р.М., Кузьмин Ю.О.</i> Геодеформационный мониторинг в условиях платформенных и орогенных структур: задачи, возможности, результаты	230
<i>Колесниченко А.А., Вержбицкий В.Е., Копп М.Л., Сим Л.А.</i> Новейшая геодинамика по результатам изучения послепермского поля напряжений районов Тулвинской и Уфимской возвышенности (Пермское Приуралье)	233
<i>Копп М.Л.</i> Особенности изучения внутриплитных полей напряжений деформаций (на примере кайнозойских структур чехлов Русской плиты и Урала)	237
<i>Корчемагин В.А., Павлов И.О.</i> Поля напряжений и кинематика разрывов зоны Главного разлома Восточного Саяна	240
<i>Кузиков С.И.</i> Современные движения земной коры (по данным GPS) и разломы Тянь-Шаня	243
<i>Кузнецов Н.Б.</i> Соотношение пространственных ориентировок сланцеватости и слоистости в тиллоидах серии мыса Лайеля (Северная часть Земли Ведела Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген)	246
<i>Кузьмин Ю.О.</i> Проблемные вопросы тектонофизического анализа результатов наблюдений в современной геодинамике	249

<i>Кустов Ю.И.</i> Влияние разломной тектоники юго-западного фланга Байкальского рифта на состав подземных минеральных вод Тункинской межгорной впадины	252
<i>Кучай О.А.</i> Реконструкция поля деформаций очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г	255
<i>Лебедева М.А., Меллорс Р.</i> Деформации в эпицентральных зонах землетрясений Гектор Майн (1999, Калифорния), Бам (2003, Иран) и Алтайского (2003, Россия) по данным SAR-интерферометрии: сравнительная характеристика	258
<i>Лунина О.В., Неведрова Н.Н., Гладков А.С.</i> Тектоническое строение и геофизические поля рифтовых впадин Прибайкалья	261
<i>Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков, С.В., Калё Э., Девершер Ж.</i> Современные движения, деформации и вращения блоков Монголо-Байкальского региона по данным GPS	264
<i>Маринин А.В., Сейнто А.</i> Реконструкция палеонапряжений Северо-Западного Кавказа двумя независимыми группами исследователей ..	267
<i>Марчук А.Н., Марчук Н.А.</i> Большие плотины как сенсоры опасных геодинамических процессов	270
<i>Милеев В.С.</i> Будинирование, меланжирование, расщепление – звенья одной цепи ?	271
<i>Мострюков А.О., Петров В.А., Нью Анфу, Смирнов В.Б.</i> Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая	274
<i>Назаревич А.В., Назаревич Л.Е.</i> Особенности преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики Украинских Карпат и их отражение в тектонике литосферы региона	277
<i>Павлов И.О., Корчемагин В.А.</i> «Экзокливаж» в угольных пластах западного замыкания Главной антиклинали Донбасса (особенности и механизм образования)	280

<i>Панасьян Л.Л., Старостин В.И.</i> Опыт реконструкции геодинамических условий формирования массивов различными методами	283
<i>Парфеевец А.В., Саньков В.А.</i> Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Монгольского блока	287
<i>Петров В.А., Мострюков А.О., Васильев Н.Ю.</i> Особенности развития структуры Байкальского региона по сейсмологическим и геологическим данным	290
<i>Полешко Н.Н., Садыкова А.Б., Сыдыков А., Тимуш В.Т., Хачикян Г.Я., Шацлов В.И.</i> Пространственно-временные вариации сейсмотектонической деформации на Северном Тянь-Шане по материалам механизмов очагов землетрясений	294
<i>Прилепин М.Т.</i> GPS сети как глобальный многобазовый деформограф . .	297
<i>Расцветаев Л.М.</i> Содвиговые структуры как объект тектонофизики и региональной геологии	299
<i>Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.</i> Дизъюнктивные системы и тектодинамика Западного Кавказа	303
<i>Саньков В.А.</i> Современные деформации земной коры по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники	306
<i>Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н.</i> Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня)	309
<i>Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н.</i> Дизъюнктивные нарушения как фрактальные динамические системы	312
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В., Седусов Р.Г.</i> Современные движения Горного Алтая, тектоническая составляющая и движения, связанные с крупным землетрясением (по данным GPS измерений) . .	315
<i>Умурзаков Р.А.</i> О структурно-динамических условиях и механизмах сейсмогенных дислокаций некоторых очаговых зон сильных землетрясений Тянь-Шаня	318

<i>Фатхуллаев Ш.Д., Умурзаков Р.А.</i> Особенности распределения тектонических напряжений в различных участках геоструктурных элементов по данным экспериментального моделирования и полевых тектонофизических наблюдений	321
<i>Худолей А.К., Прокопьев А.В.</i> Верхоянский складчато-надвиговой пояс: строение и возможные механизмы формирования	324
<i>Шацлов В.И., Тимуш А.В., Тарадаева Т.В.</i> Новейшие деформации земной коры орогенных и платформенных областей Казахстана по данным геометрического анализа морфоструктур	327
<i>Широков И.А., Анохина К.М.</i> Колебания тектонического блока по данным многолетних наклономерных наблюдений	330
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Квазитрехмерная трехстадийная модель альпийского развития складчатого осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным о величинах деформаций	332
Содержание.	335

Научное издание

**ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ
ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ.
К 40-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ М.В. ГЗОВСКИМ
ЛАБОРАТОРИИ ТЕКТОНОФИЗИКИ
В ИФЗ РАН**

Том 1

*Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта*

Усл. печ. л. 21.56 Тираж 250 экз.