

7. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука. Сибирское отделение, 2000. 288 с.
 8. Трифионов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с.
 9. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт С.Б. Циклические вариации калия в позднекайнозойских лавах Центральной Монголии // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2010. Т. 3, № 1. С. 159–176.
 10. Чебыкин Е.П., Эджингтон Д.Н., Гольдберг Е.Л. и др. Изотопы ряда радиоактивного распада урана 238 – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 539–556.
 11. Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С. и др. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604–616.
 12. Asmerom Y., Edwards R.L. U-series isotope evidence for origin of continental basalts // Earth Planet. Sci. Letters. 1995. V. 134. P. 1–7.
 13. Beattie P. Uranium–thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite // Nature. 1993. V. 363, № 6424. P. 63–65.
 14. Van Orman J.A., Grove T.L., Shimizu N. Uranium and thorium diffusion in diopside // Earth Planet. Sci. Letters. 1998. V. 160. P. 505–519.
 15. Williams R.W., Collerson K.D., Gill J.B. et al. High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurement of Th isotopes in Gaussberg lamproites // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. V. 111, № 2/4. P. 257–268.
 16. Zou H., Reid M.R., Liu Y. et al. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 189–201.
-

В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, А.В. Лухнев,
А.И. Мирошниченко, С.В. Ашурков, В.М. Кожевников
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: МЕХАНИЗМЫ И ИСТОЧНИКИ ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Современная геодинамика в понимании [1] охватывает период инструментальных наблюдений за геологическими процессами и исторический этап жизни человечества, в течение которого могли быть зафиксированы и записаны факты, свидетельствующие о проявлении таких процессов на глазах человечества. Вместе с тем, современный этап геологического развития является частью длительного неотектонического этапа и для того, чтобы установить механизмы и источники современных деформаций наряду с анализом современной картины деформаций и напряжений полезно рассматривать крупномасштабные структуры и процессы за периоды в миллионы лет на основе геологических реконструкций.

Для территории Монголо-Сибирской подвижной области проанализированы материалы комплексных исследований напряженно-деформированного состояния земной коры, полученные с использованием сейсмологических [2–5] и геодезических (GPS-технология) [6] данных. Их сопоставление с реконструкциями напряженного состояния верхней части земной коры на базе геолого-структурных методов [2–4, 7] позволило выделить главные черты деформационного процесса на позднекайнозойском и современном этапах геологического развития. Реконструкции позднекайнозойских полей напряжений на основе кинематических методов, отражающие долговременную составляющую деформаций, указывают на преобладание СЗ-ЮВ простираний оси минимальных сжимающих напряжений S_{Hmin} на исследуемой территории, включая краевую юго-восточную часть Сибирской платформы за исключением Тувинского

нагорья и Монгольского Алтая. В этих районах ось S_{Hmin} имеет СЗ-ЮВ направление. В целом подобную картину простираения оси S_{Hmin} показывают данные расчетов стресс-тензоров современного поля напряжений с использованием данных о механизмах очагов землетрясений, которые отражают современные упругие деформации средней части земной коры региона. Наконец, анализ результатов расчетов современных горизонтальных деформаций по данным измерений методом GPS-геодезии также приводит к выводу о преобладании на исследуемой территории удлинения земной коры в СЗ-ЮВ направлении. Таким образом, несмотря на вариации типа напряженного состояния земной коры, главной чертой региона является горизонтальное растяжение коры в СЗ-ЮВ направлении и ее сжатие в СВ-ЮЗ направлении с ведущей ролью первого в восточной части территории и второго в ее западной части [8].

Обобщение опубликованных данных о сейсмической анизотропии верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области [9–12] указывает на явное преобладание СЗ-ЮВ направления анизотропии на территории Сибирской платформы, Саяно-Байкальской горной области и Центральной Монголии. То же направление сейсмической анизотропии наблюдается в верхней мантии под Северным и Центральным Китаем вплоть до побережья Желтого моря [13]. Весьма широкое распространение сейсмической анизотропии с направлением СЗ-ЮВ позволяет утверждать, что в этом случае мы имеем дело с мантийными деформациями первого порядка. Для них характерна однонаправленность и отсутствие связи со значимыми древними геологическими структурами Сибирской и Китайской платформ и окружающих подвижных областей. В соответствие им можно поставить только абсолютное движение Евразийской плиты, полученное по данным GPS измерений, которое в исследуемом районе имеет отклонение от направления анизотропии в мантии менее 30° [8]. В западной части региона (районы Тувы и Алтая) сейсмическая анизотропия имеет субширотное направление.

Из сопоставления диаграмм простираения осей деформаций удлинения (минимального сжатия) в земной коре и сейсмической анизотропии верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области по всему комплексу данных видно совпадение этих показателей деформаций. Это может означать, что деформации в земной коре региона в целом сопряжены с деформациями в мантии, и отсюда следует, что блоковая тектоника является выражением в верхней коре рассредоточенных деформаций в мантии.

Вертикальная когерентность деформаций в коре и верхней мантии позволяет скорректировать интерпретацию роли мантии в формировании неотектонических структур Монголо-Сибирской подвижной области. Основным движущим механизмом формирования неотектонических и современных деформаций в пределах Монголо-Сибирского региона является воздействие на подошву литосферы крупномасштабного, длительно действующего потока вещества астеносферы в направлении с СЗ на ЮВ, вызывающего как движение северной части континента в целом, так и дивергенцию Северной Евразии и Амурской плиты с образованием Байкальской и Периордосской рифтовых систем.

В западной части региона деформации литосферы связаны с ее субмеридиональным сжатием вследствие конвергенции Северной Евразии и Индостана, сопровождаемым латеральной экструзией блоков у края слабдеформируемого Сибирского кратона, а южнее – у границ жестких блоков, таких, как Джунгария. Проявление анизотропии в верхней мантии связано здесь с зонами сквозьлитосферных сдвигов. В центральной части региона (Центральная и Южная Монголия) сдвиговые деформации обусловлены динамическим взаимодействием двух названных процессов. Одним из важнейших следствий предложенной модели является эффект ускорения растяжения в Байкальском рифте по мере увеличения скорости дивергенции Индостана и Северной Евразии за счет торможения последней и усиления эффекта воздействия течения астеносферы на подошву литосферы Амурской плиты. Дополнительным фактором, определяющим позднекайнозойскую кинематику и динамику литосферы,

является динамическое влияние мантийных аномалий, выражающееся в поднятии и растяжении верхней части земной коры в апикальной части образующихся в результате этого поднятий. Само формирование аномалий в верхней мантии, а также проявление вулканизма в пределах границ и внутренних частей Амурской плиты, характеризующейся тонкой литосферой [14], может найти объяснение в рамках концепции взаимодействия единого потока в астеносфере с неровностями рельефа подошвы литосферы или с вязкостными неоднородностями в самой астеносфере, высказанной в работах [15, 16].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект №12-05-98035-р_сибирь_a) и проекта программы Президиума РАН № 4.1.

Литература

1. Саньков В.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Современная геодинамика: объем понятия, временной охват, концептуальные подходы (настоящий сборник, в печати)
2. San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 21(2). P. 435–455.
3. Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 14–28.
4. Саньков В.А., Парфеевец А.В. Позднекайнозойское напряженное состояние в зонах активных разломов Западной Монголии и Тувы // ДАН. 2005. Т. 403. № 6. С. 796–800.
5. Barth A., Wenzel F. New constraints on the intraplate stress field of the Amurian plate deduced from light earthquake focal mechanisms // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 160–169.
6. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. № 7. С. 1006–1017.
7. Parfeevets A.V., Sankov V.A. Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate // Comptes rendus – Geoscience. 2012. V. 344. P. 227–238
8. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. Т. 45. № 5. С. 52–70.
9. Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P., Rigor A.W., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Logachev N.A. SKS splitting beneath continental rift zones // J. Geoph. Research. 1997. V. 102. P. 22781–22797.
10. Dricker I., Roecker S., Vinnik L., Rogozhin E.A., Makeyeva L. Upper-mantle anisotropy beneath the Altai–Sayan region of central Asia // Phys. Earth Planet. Int. 2002. V. 131. P. 205–223.
11. Oreshin S., Vinnik L., Makeyeva L., Kosarev G., Kind R., Wenzel F. Combined analysis of SKS splitting and regional P travel times in Siberia // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. P. 393–402.
12. Barruol G., Deschamps A., Déverchère J., Mordvinova V., Ulziibat M., Perrot J., Artemiev A., Dugarmaa T., Bokelmann G. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 221–233.
13. Huang Z., Wang L., Zhao D., Mi N., Xu M. Seismic anisotropy and mantle dynamics beneath China // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. V. 306. P. 105–117.
14. Кожевников В.М., Соловей О.А. Трехмерная модель мантии Центральной Азии по данным дисперсии фазовых скоростей волн Рэлея // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 30–39.
15. King S.D., Anderson D.L. An alternative mechanism of flood basalt formation // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 136. P. 269–279.
16. Conrad C.P., Wub B., Smith E.I., Todd A., Bianco T.A., Tibbetts A. Shear-driven upwelling induced by lateral viscosity variations and asthenospheric shear: A mechanism for intraplate volcanism // Phys. Earth Planet. Int. 2010. V. 178. P. 162–175.

В.А. Саньков¹, В.А.Петров², А.В. Лухнев¹, С.В. Ашурков¹,
А.И. Мирошниченко¹, М.Г. Дембелов³, Л.М. Бызов¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,
Москва, Россия

³Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

Значительная часть позднекайнозойских внутриконтинентальных тектонических деформаций северо-восточного сектора Евразии происходит на границе Северо-Евразийской и Амурской литосферных плит. При этом во внутренних частях эти тектонические структуры плиты остаются относительно жесткими, что соответствует основным постулатам тектоники плит. По данным сети постоянных GPS, на территории Северной Евразии ее «жесткость» может быть оценена на уровне 1 мм/год [1]. В пределах плиты отмечаются редкие сейсмические события, чаще всего приуроченные к зоне влияния ее границ. Скорость относительных деформаций Амурской плиты, согласно данным из работы [2], на базах, превышающих мощность литосферы, едва достигает единиц 10^{-9} год⁻¹. Вместе с тем как для центральной, так и для северной части этой плиты характерна рассеянная современная сейсмичность, а также отдельные скопления (кластеры) землетрясений. Распределение эпицентров землетрясений характеризуется определенной зональностью относительно границ плиты [3]. В целом средний уровень выделения сейсмической энергии в пределах Амурской плиты существенно выше, чем в пределах Северо-Евразийской. Это подтверждают достаточно сильные события 2011 г. в Восточном Забайкалье (14.10.2011 г., $M=6.1$) и Северном Китае (22.07.2011 г., $M=6.1$), которые являются свидетельством процессов активного внутреннего деформирования литосферы.

Цель проводимых нами исследований – оценка напряженно-деформированного состояния западной части Амурской плиты для обоснования расчетов сейсмической опасности и прогноза опасных процессов при проходке горных выработок. Анализ имеющихся сведений о фокальных механизмах землетрясений [4, 5 и др.] указывает на то, что на территории Забайкальского блока преобладают сдвиговые и взбросовые подвижки по разрывам в очагах землетрясений. Вместе с тем тип механизма очага некоторых землетрясений определяется по-разному. Так, для Балейского землетрясения 06.01.2006 г., $M=4.6$, при одинаковом положении оси максимального сжатия получены сдвиговый [4] и взбросовый [5] типы механизма очага. Расчеты стресс-тензора современных тектонических напряжений для внутренней части Амурской плиты указывают на преобладание поля напряжений сдвигового типа с СВ-ЮЗ простиранием оси максимального горизонтального сжатия.

Согласно данным исследований современного напряженно-деформированного состояния в горных выработках на месторождении Антей в Юго-Восточном Забайкалье, ось максимальных горизонтальных сжимающих напряжений имеет направление СВ-ЮЗ [6] с вариациями по простиранию до 30° на разных глубинных уровнях. Это соответствует данным реконструкций напряженного состояния геолого-структурными методами для последнего этапа деформаций. Поле напряжений сдвигового типа с СВ-ЮЗ простиранием оси сжатия реконструируется в пределах месторождения, а также на региональном уровне [7]. Его воздействием обусловлена позднечетвертичная и современная активизация разломов сдвигового и взбросо-сдвигового типов в непосредственной близости от месторождения, представляющих опасность, как возможные зоны подготовки сильных землетрясений.

Как показали результаты многолетних измерений на Байкальском геодинамическом полигоне с применением метода GPS-геодезии, Забайкальский блок движется на ЮВ по азимуту 130° относительно Сибирской платформы со скоростью 3.4 ± 0.7 мм/год [8]. Ширина зоны динамического влияния дивергентной границы в центральной части Байкальской рифтовой системы по этим данным превышает 200 км. К ней приурочены максимальные проявления сейсмичности. Максимумы с уровнем выделения сейсмической энергии располагаются вдоль оси Южно-Байкальской впадины. Распределение этого параметра на бортах структуры асимметрично – в сторону блока Сибирской платформы реализованная энергия спадает существенно быстрее, чем в сторону Забайкальского блока. Показано, что скорость реализации сейсмического момента за период измерений прямо зависит от скорости деформации.

Измерения современных деформаций в пределах западной части Забайкальского блока показали значительное уменьшение скорости деформации относительно зоны границы плит. На большей части этой территории преобладают деформации сдвигового типа – оси укорочения направлены на СВ-ЮЗ, а оси удлинения – на СЗ-ЮВ. Такой же тип деформаций на региональном уровне получен авторами работы [2] с учетом данных измерений на GPS-пунктах, расположенных на севере Китая и Монголии. По данным наших измерений на локальном уровне выделяются домены с преобладанием меридионального сжатия, сопоставимого по абсолютному значению с растяжением в Байкальской впадине, и соседствующие с ними домены с пониженными на порядок скоростями относительных деформаций. Дальнейшие измерения помогут ответить на вопрос, существуют ли такие домены постоянно или они являются отражением изменений напряженно-деформированного состояния земной коры при подготовке землетрясений, подобных землетрясению 1.02.2011 г., $M=4.7$, в районе Заганского хребта, произошедшему непосредственно после последней серии измерений на полигоне.

Дальнейшие исследования современного напряженно-деформированного состояния северной части Амурской плиты будут опираться на развитие сети постоянных пунктов измерений методом спутниковой геодезии и сети полевых пунктов между ними. Для этого в 2011 г. проведены измерения на новых постоянных пунктах в Восточном Забайкалье (район Арахлейских озер и район месторождения Антей), установлены ряд реперов на полевых пунктах для развития Байкальского геодинамического полигона на восток. В результате применения комплекса геодезических, деформометрических и структурно-геологических методов будут получены количественные оценки внутриплитных деформаций на разных масштабных уровнях, что позволит улучшить обоснованность расчетов сейсмической опасности и прогноза опасных процессов в горных выработках.

Работы выполняются при частичной финансовой поддержке ФЦП Минобразования и науки РФ (госконтракт № 16.515.11.5056), РФФИ (№12-05-98051-р_сибирь_а) и МИП СО РАН № 11.

Литература

1. Kogan M.G., Steblou G.M., King R.W., Herring T.A., Frolov D.I., Egorov S.G., Levin V.Y., Lerner-Lam A., Jones A. Geodetic constraints on the relative motion and rigidity of Eurasia and North America // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 2041–2044.
2. Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M. Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L24319. doi:10.1029/2006GL028433.
3. Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б. Поперечные размеры и латеральная зональность Байкальского сейсмического пояса // *ДАН*, 2011. Т. 438, № 1. С. 114–117.
4. Barth A., Wenzel F. New constraints on the intraplate stress field of the Amurian plate deduced from light earthquake focal mechanisms // *Tectonophysics*. 2010. V. 482. P. 160–169.
5. Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Папкина А.А. Балеиское землетрясение 6 января 2006 г.: отражение современной тектонической активности Восточного Забайкалья // *ДАН*. 2011. Т. 437, № 6. С. 828–832.

6. Петров В.А., Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Шукин С.И., Хаммер Й. Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции в 2-х томах. Т. 2. М.: ИФЗ, 2008. С. 168–170.

7. Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Шукин С.И. Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое оруденение в районе Стрельцовой кальдеры // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 4. С. 310–320.

8. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 664–668.



М.А. Серов, В.С. Жижерин
Институт геологии и природопользования ДВО РАН,
Благовещенск, Россия

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

На территории Верхнего Приамурья геодинамический полигон был заложен в 2007 г. и первоначально состоял из восьми пунктов наблюдений. С этого времени количество пунктов и их пространственное распределение постоянно увеличивается (в настоящее время общее количество пунктов наблюдений – 13). Пункты наблюдений представляют собой участки земной поверхности (обычно скальные выступы или бетонные основания), на которых в пробуренное отверстие зацементирован специальный маркер в виде стержня из легированной стали. Участки, на которых устанавливаются репера, подбираются таким образом, чтобы исключить влияние склоновых, криогенных и оползневых процессов, на достаточном удалении от объектов инфраструктурной деятельности.

Данный полигон простирается в субширотном направлении от точки EROF с координатами 121.96° в.д. 53.99° с.ш. до точки PIKA 127.43° в.д. 53.77° с.ш., и в субдолготном от точки MAGD 125.80° в.д., 53.46° с.ш. до точки STAN 124.86° в.д., 56.04° с.ш. (координаты даны в WGS-84). Таким образом, полигон отражает взаимодействие тектонических единиц Селенга-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов, Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита и Аргуно-Мамынского массива Центрально-Азиатского орогенного пояса. Основными трудностями при организации полигона являлись: недостаточно развитая транспортная сеть, осложняющая доставку оборудования к точкам наблюдения, весьма незначительное количество выходов коренных пород, а также выветренность последних. В связи с этими ограничениями реперные пункты неравномерно распределены по площади полигона.

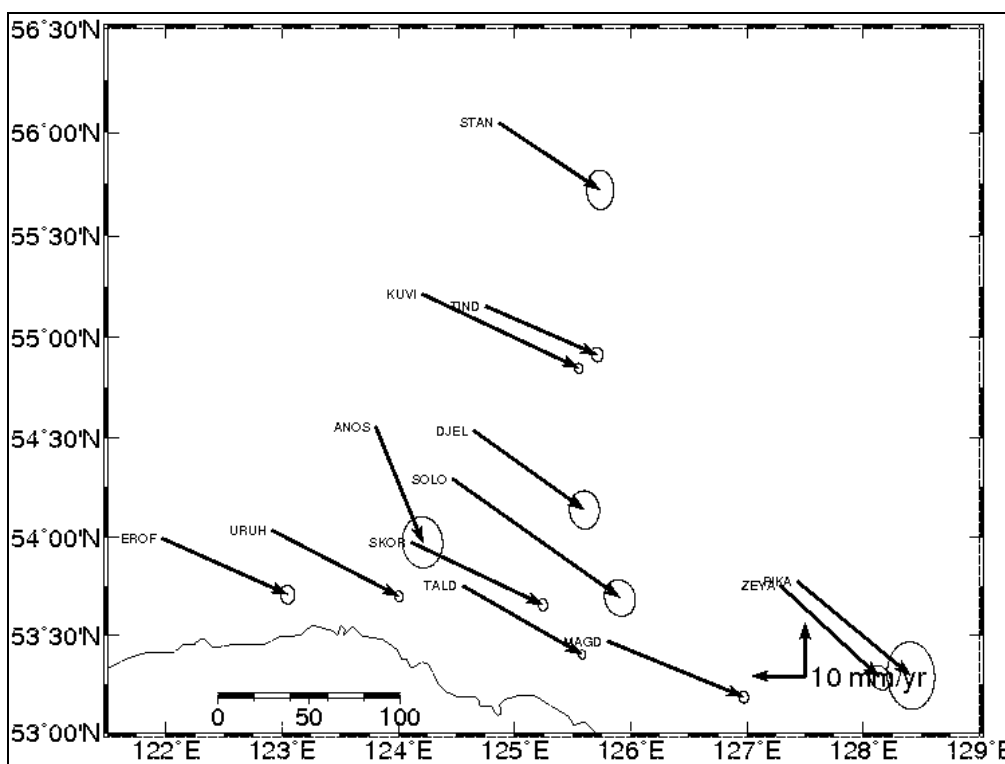
Измерения на реперных пунктах выполнялись один раз в год, для минимизации влияния сезонных отклонений на точность позиционирования все полевые кампании проводились в течение августа–сентября. В большинстве случаев время измерений на одной точке составляло трое суток, что обеспечивает некоторую избыточность и соответственно возможность удаления значительно отклоняющихся от интервала допустимых значений данных. Последнее может быть вызвано как плохой производительностью принимающего сигнала оборудования, так и экстремальными условиями прохождения сигнала через ионосферу и атмосферу, а также другими непредсказуемыми факторами. Измерения проводились приемниками Ashtech UZ-12, оснащенными антеннами с улучшенными показателями подавления помех типа choke ring. Запись информации приемниками осуществлялась с 30-секундным интервалом, что является общепринятым мировым стандартом для проведения полевых работ, так как

ошибки фазовых измерений обычно распространяются на временные интервалы в несколько минут [1].

По результатам измерений было получено векторное поле скоростей смещений пунктов геодинамического полигона Верхнего Приамурья (рисунок). Стрелками показаны направления векторов, а их величины соответствуют значению скорости смещения, эллипсы на концах стрелок показывают доверительный интервал с вероятностью 95 %.

Анализ временных рядов постоянно действующих GPS-станций показывает, что за все время наблюдений характер их долговременного смещения остается практически неизменным, указывая, таким образом, и на непрерывность происходящих в литосфере деформаций. Исходя из этого, можно предположить, что в плане должны четко совпадать зоны максимальных градиентов векторного поля скоростей и ареала повторяемости сейсмических событий.

На практике такого четкого совпадения указанных зон не наблюдается, так как взаимообусловленность этих процессов контролируется большим количеством факторов, осложняющих окончательную картину пространственного совмещения выделяемых зон. К числу подобных факторов, действующих в деформируемой среде, относятся: латеральная и вертикальная неоднородность строения литосферы, наличие трещин и разрывных нарушений, анизотропия физико-механических свойств горных пород, скорость процесса деформации, газо-флюидный режим и т.д. Определенная совокупность перечисленных факторов может привести к почти полному отсутствию сейсмических событий на территории, охваченной значительными деформационными процессами (Белоусов, 1986).



Горизонтальное поле скоростей смещений GPS-пунктов в ITRF.

Особо следует отметить полученные высокие значения погрешностей при определении векторного поля скоростей. Исходя из того, что аналогичной методикой были обработан полигон Среднего Приамурья и полученные в результате вычислений погрешности не превышают значения 0.5 мм/год, можно сделать вывод о нелинейном

характере происходящих тектонических подвижек, что весьма характерно для поведения разломно-блоковых структур на участках с высокой эндогенной активностью.

Исследуемый регион смещается на ЮВВ и представляет в первом приближении единую структуру. Однако разница в скоростях, например, между близко расположенными точками TIND и KUVI, а также SOLO и DJEL указывает на довольно высокую современную активность перемещений тектонических блоков по Северо-Туруингрскому, Желтулакскому и Гилюйскому разломам.

Зная, что гипоцентры землетрясений на исследуемой территории залегают на глубине не больше 30 км, а их эпицентры пространственно совмещены с активно деформируемыми зонами, можно заключить, что выявленные методами космической геодезии деформации происходят во всем объеме вещества, заключенного в пределах 30-километровой глубины. Другой не менее важный вывод заключается в том, в зонах высвобождения сейсмической энергии на глубине около 30 км должна находиться зона тектонического срыва (детачмент), выше которой происходят деформации, свойственные твердым телам, в то время как ниже деформации носят квазипластичный или вязкий характер. Точное определение глубины залегания детачмента, в пределах изучаемой территории, по данным, приведенным в [2], можно соотнести со значениями 35–40 км.

Сложное мозаично-гетерогенное строение и повышенный уровень сейсмической активности исследуемого региона, пространственно коррелирующий с максимальными величинами отклонения векторов по азимуту и величине, говорит о том, что на неотектоническом этапе на территории Верхнего Приамурья представлены различные геодинамические режимы. Подтверждением этому также является разнообразие механизмов очага землетрясений, имевших место на исследуемой территории.

На данном этапе исследования четко выявить северную границу Амурской микроплиты, впервые выделенной, не удалось [3]. Возможно, она проходит по Становому разлому либо представляет собой довольно обширный участок, в пределах которого происходит плавное изменение векторов скорости точек, принадлежащих Евразийской плите, к векторам, характеризующим Амурскую микроплиту. Ответом на этот и многие другие вопросы должно стать дальнейшее развитие сети геодезических пунктов в пределах изучаемого региона.

Литературы

1. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.35. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, 2009. 45 p.
2. Подгорный В.Я., Малыше в Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 3–21.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // ДАН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669–672.



В.Ю. Тимофеев

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия*

СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ И СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Изучение современных смещений и деформаций земной коры необходимо для решения различных задач в широком пространственном и временном спектре – от исследования современного деформирования тектонических плит, процессов современной сейсмичности до оценки техногенных нагрузок на геологическую среду. Измерения

деформаций проводятся различными методами на малых и больших базах, на поверхности и на различных глубинах. Эти работы в последние десятилетия дополнены сетевыми измерениями методом космической геодезии. Результаты экспериментов дают возможность рассмотреть величину деформаций на различных частотах и провести сравнение с уровнем сейсмической активности региона. Эти вопросы стоят перед исследователями со времени появления аппаратуры для измерения линейных и сдвиговых деформаций [1], а вопрос о парадоксе больших скоростей современных движений земной коры поставлен еще В.А. Магницким [2].

Задачи нашего исследования включали: анализ многолетней скорости деформации, полученной разными методами и в разных районах, оценку косейсмических эффектов в деформациях и смещениях, моделирование дислокаций при сильных землетрясениях.

Высокоточные измерения различных видов деформаций и наклонов в Байкальском регионе начаты на сейсмостанции Талая в середине 80-х годов прошлого столетия. Положение станции Талая (51.68° с.ш., 103.64° в.д.) южнее Главного Саянского разлома – границы Сибирской платформы и Байкальской рифтовой системы (БРС) – определяет сложный характер локального деформирования. Проведение измерений наклонов и деформаций на уровне 10^{-9} – 10^{-10} возможно только при определенных условиях на пункте, где устанавливается аппаратура. Требуется сохранение высокой стабильности температурных условий и исключение влияния поверхностных температурных деформаций на рельефе, что достигается при заглублинии пункта на 50 м и более.

При штольневых измерениях деформации в трех азимутах появляется возможность построения тензора деформации. Так, при наличии трех компонент на плоскости существует возможность определения направления – угла для главных осей деформации φ_x ($\varphi_y=90^\circ+\varphi_x$) и значений основных компонент E_x и E_y . Подобный подход используется также и в классической геодезии.

На основе имеющихся данных по двум направлениям можно вычислить величину объемной и вертикальной деформации. Ортогональность осей деформографов позволяет это делать для изотропной среды. В период 1989–1995 гг. измерения в штольне проводились с помощью трубных приливных деформографов в трех азимутах. Далее комплекс дополнен лазерными измерениями в двух ортогональных азимутах. Уже первые определения в трех азимутах позволили выявить сдвиговый характер локального деформирования.

Современное поле скоростей деформаций БРС построено по результатам GPS-измерений [2]. В зоне Главного Саянского разлома с середины 90-х годов зарегистрирована блокировка движений. График объемной деформации, полученный штольневыми методами за период 1989–2010 гг., показывает периодический характер изменений. Наиболее близко произошедшее Култукское землетрясение 27.08.2008 г. [3] проявилось на графике наиболее ярко. Анализ результатов (1989–2010 гг.) показывает, что в зависимости от периода осреднения годовая скорость изменяется от 10^{-9} до 10^{-6} в год и в среднем соответствует данным GPS-измерений ($2 \cdot 10^{-8}$ в год) и численным модельным расчетам.

Сравним данные, полученные в БРС в обстановке сдвига – растяжения, с результатами измерений в горном районе Северного Тянь-Шаня в условиях сжатия. Внутриконтинентальная высокогорная система Северо-Западного Тянь-Шаня выделяется сильной сейсмической активностью. Здесь по данным сетевых GPS-измерений за период 1994–2006 гг. построена карта скоростей деформаций, отражающая как меридиональное сжатие, так и разломную систему региона.

Измерения в штольне обсерватории Ала-Арча ($42^\circ 38' 13''$ с.ш., $74^\circ 29' 43''$ в.д., высота 1700 м, в 20 км от геофизического полигона с пунктом космической геодезии POL2), расположенной на северном склоне Киргизского горного хребта, на южном крыле субширотного Чонкурчакского надвига, начаты в конце 1985 г. Здесь проводятся наблюдения штанговыми деформографами и приливными наклономерами. Наиболее

сильное за период наблюдений событие – это Суусамырское землетрясение (19.08.1992 г., 42.07° с.ш., 73.63° в.д., $M=7.2$, $L=110$ км), а остальные значительно слабее, например Таш-Башатское: 05.03.1989 г., 42.57° с.ш., 74.73° в.д., $M=4.6$, $L=20$ км. Для Суусамырского землетрясения определяющим является напряжение меридионального сжатия, типичное для региона. На графике объемной деформации до середины 1990 г. зарегистрировано систематическое нарастание растяжения. В этих условиях произошло близкое Таш-Башатское землетрясение 05.03.1989 г. ($M=4.6$). В период с середины 1990 г. до середины 1992 г. происходит перестройка напряжений в регионе, и 19.08.1992 г. происходит Суусамырское землетрясение ($M=7.2$), а далее регистрируется сжатие.

Для 17-летнего периода наблюдений (1985–2002 гг.) получена средняя скорость сжатия $3 \cdot 10^{-7}$ в год. Эти оценки сравнимы с оценками по данным (1994–2006 гг.) GPS-измерений для Северного Тянь-Шаня ($2 \cdot 10^{-7}$ в год). Величина косейсмического сжатия при Суусамырском землетрясении, полученная из штольневых измерений (10^{-7}), использована при моделировании сейсмодислокаций. Построенная по сейсмологическим данным модель Суусамырского землетрясения хорошо соответствует деформографическим данным, полученным на станции Ала-Арча в период землетрясения.

Современные деформации на больших базах – центр Азии. Изучение скоростей деформаций по GPS-данным можно проводить на различных базах, при этом ошибка задается точностью определения координат – это 0.5–1.0 мм. Рассмотрим скорости деформации на территориях, включающих рассмотренные выше области БРС и Северного Тянь-Шаня. Исходя из конфигурации существующей международной IGS-сети Центральной Азии получена система триангуляции и был исследован регион, простирающийся от Джунгарии (URUM, в районе г. Урумчи, Китай) на юге до Сибирских платформ (NVSK, г. Новосибирск, KSTU, г. Красноярск) на севере и от Тянь-Шаня (POL2, полигон в окрестностях г. Бишкека, Киргизия) на западе до Байкала (IRKT, г. Иркутск, ULAB, г. Улан-Батор, Монголия) на востоке. Система была дополнена данными региональных станций: Усть-Кан, западная часть Горного Алтая (USTK) и Чадан, Западная Тува (CHAD) [2]. Ошибку определения величин главных деформаций можно оценить в 5–10 %. Анализ результатов показывает, что на западе и на востоке изучаемой территории выделены зоны сдвиговой деформации. Область, включающая Горный Алтай, – это зона стесненной деформации, а далее на восток, область Саяны–Тува – это зона одноосной деформации. Скорости деформирования в высокосейсмичной и тектонически-активной области в центре Азии на тысячекилометровых базах не превышают единиц 10^{-9} в год. Напомним, что определения на базах от десятков до сотен километров в регионах Тянь-Шаня и БРС показывают средние скорости от $2 \cdot 10^{-8}$ до $3 \cdot 10^{-7}$ в год. Относительно небольшая величина скорости деформирования при увеличении базы до 1000 км и более, видимо, свидетельствует о том, что области активных современных процессов с землетрясениями магнитудой 5.5–7.3 по размерам не превышают сотен километров, а землетрясения с магнитудой 8 и более в рассматриваемый период в Центральной Азии не зарегистрированы.

Определение величины смещений и деформаций перед и в момент сильного землетрясения на Байкале. Весной 2000 г. GPS-измерения начаты на станции Талая. Применялась технология жесткой центровки антенны, что позволило анализировать 3D смещения пункта. Скорости горизонтальных смещений относительно Сибирской платформы, по данным пунктов Слюдянка и Култук (1994–2007 гг.) и станции Талая (2000–2008 гг.), составляли 1–2 мм на восток. Для вертикальной составляющей скорости смещений в среднем за период 2000–2008 гг. зарегистрировано опускание -1.5 мм/год. В момент землетрясения все деформографические системы, расположенные в штольне, отметили резкое изменение, его величина составила $1 \cdot 10^{-6}$ (растяжение). Были получены значения косейсмических смещений: -2 ± 2 мм (N), $+10 \pm 2$ мм (E), -15 ± 5 мм (V). С использованием экспериментальных косейсмических параметров (объемная деформация и 3D-смещения, полученные в результате землетрясения), на основании решения прямой

задачи методом перебора, было выбрано положение эпицентра землетрясения, глубина, положение нодальной плоскости (плоскости, по которой произошла подвижка) и направление смещения по разрыву (левостороннее). Использование значения смещений и деформаций позволяет уточнить параметры землетрясений, полученные сейсмологическими методами.

Литература

1. Benioff H. A linear strain seismograph // Bull. Seismol. Soc. America. 1935. V. 25, № 4. P. 283–309.
2. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 1006–1017.
3. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А. Об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // ДАН. 2009. Т. 429, № 3. С. 393–397.



И.С. Чувашова^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: РОЛЬ МАЛОГЛУБИННОЙ КОНВЕКТИРУЮЩЕЙ АСТЕНОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Эффект кайнозойского растяжения литосферы восточной окраины Азии выражен в ее утонении и вулканизме. Для выяснения характера глубинной динамики области растяжения мы исследуем пространственно-временное распространение компонента субдомена малоглубинной конвектирующей астеносферной мантии и его соотношения с компонентами вулканических пород, включавшимися в магматический процесс выше, ниже и по латерали этого субдомена. По изотопному составу излившихся лав, соответствующих восточной части Забайкальского низкоскоростного домена, обозначенного в работе [1], мы выделяем четыре конвектирующих субдомена: I – сильно изотопно-обедненный, надслэбовый, мантийного клина, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7034$; II – умеренно изотопно-обедненный континентальной окраины северной части Татарского пролива (Северный субдомен), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7038$; III – слегка изотопно-обедненный континентальной окраины его южной части (Южный субдомен), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7042$ и IV – изотопно-обогащенный малоглубинной конвектирующей астеносферной мантии континентальной окраины Северо-Восточного Китая (Хелунцзянский субдомен), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7052$. Определение компонентов исходит из геофизической природы астеносферы как ослабленного верхнемантийного слоя, гомогенизирующегося в результате конвекции [4]. Состав компонента IV ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=\sim 0.7052$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=\sim 0.5126$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=\sim 17.55$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=\sim 15.52$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=\sim 37.76$) определен на диаграммах смешения изотопов по сходящимся трендам вулканических пород калиевой и калинатровой серий центральной части провинции Хелунцзян возрастного интервала последних 9.6 млн лет [2, 3].

Сравним сначала компоненты лав Япономорского региона и континентальной окраины Азии, включая Северо-Восточный Китай. Во временном интервале 37–34 млн лет назад Тихоокеанская плита скользила вдоль континента и в излившихся выплавках окраинно-континентальной области был представлен только материал литосферы. Изотопные отношения Sr в лавах территории, пространственно соответствовавшей тыловой области будущей дуги Северо-Восточной Японии, были ниже, чем в

подлитосферных компонентах III и IV. Эти компоненты континентальной окраины включились в магматический процесс во временном интервале 30–20 млн лет назад, что выразилось в появлении соответствующих трендов смешения. Магматическая система дуги стала оформляться с началом вулканизма ее фронтальной зоны около 22 млн лет назад [8]. Материал из источников III и IV стабильно поступал в течение всего временного интервала активности фронтальной зоны (<22 млн лет назад).

В вулканических породах всей дуги временного интервала 22–18 млн лет назад еще не было систематических вариаций изотопов Sr и Nd в поперечном направлении. В продольном направлении (с севера на юг) отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ последовательно возрастало со снижением $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$. Минимальные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в интервале 0.703890–0.704195 определены в лавах о. Окусири, а максимальные – в интервале 0.704874–0.705165 в лавах района Хоньо. Смена изотопных характеристик интерпретировалась как показатель последовательного уменьшения роли астеносферного материала по отношению к материалу литосферной мантии [7]. В свете соотношений компонентов III и IV, продольное изменение изотопного состава выплавов в Северо-Восточной Японии во временном интервале 22–18 млн лет назад может объясняться неоднородным составом подлитосферной мантии над Хоккайдо-Амурской слэбовой флексурой. Над ее осью (о. Окусири) в лавах преобладал материал Южного конвектирующего субдомена (компонента III). С продвижением поперек крыла флексуры в южном направлении последовательно повышалась роль изотопно-обогащенного материала, подобного по составу конвектирующей мантии центральной части провинции Хелунцзян Северо-Восточного Китая (компонента IV).

Смешение компонентов III и IV в интервале 22–18 млн лет назад не было непосредственно связано с Тихоокеанским слэбом, поскольку такое же смешение осуществлялось затем под Корейским п-овом в плейстоцене на удалении около 1500 км от Японского преддугового желоба. Более того, субмеридиональная смена компонентов III и IV в выплавках Северо-Восточной Японии повторилась и в среднем–позднем миоцене в подобной пространственной смене этих же компонентов от базальтов Шкотовского и Шуфанского полей Южного Приморья к базальтам Корейского п-ова. Мы рассматриваем пространственное сочетание компонентов III и IV в качестве показателя активности источников подлитосферных субдоменов конвектирующей мантии континентальной окраины. Учитывая большую глубину субдомена источника III, чем IV, можно предположить существование расплавных зон, погружавшихся под континентальной окраиной в направлении с юга на север до раскрытия Японского моря (т.е. 22–18 млн лет назад) и после его раскрытия (т.е. <15 млн лет назад).

Начиная с 18 млн лет назад тыловая зона дуги Северо-Восточной Японии была динамически связана с фронтальной. Поступление материала из фронтальной зоны в тыловую область выразилось в снижении концентраций стронция. В расплавах из источника IV снижение достигло концентраций этого элемента в изотопно-обогащенных расплавах фронтальной зоны, а в расплавах из источника III установились промежуточные концентрации между концентрациями в расплавах фронтальной зоны и конвектирующего субдомена континентальной окраины. Обеднение стронцием выплавов из обоих источников явилось следствием флюидизации мантийного клина под тыловой зоной. Совместное поступление флюидизированных компонентов III и IV продолжалось до 9 млн лет назад. По данным японских вулканологов [5], дуга испытывала вращение против часовой стрелки и приобрела современное положение около 8 млн лет назад. Следовательно, динамическая связь тыловой зоны дуги с фронтальной, сопровождавшаяся поступлением компонентов III и IV в тыловую зону, осуществлялась только на фоне вращения дуги и при остановке вращательного движения прекратилась.

Выплавки из надслэбового источника I впервые проявились в тыловой зоне дуги Северо-Восточной Японии около 15 млн лет назад одновременно с действием механизма ее отката в сторону океана (rollback) и образованием задуговых бассейнов Японского

моря. Сначала, 15–6 млн лет назад, поступала смесь с варьирующимися пропорциями флюидизированного компонента III фронтальной зоны и компонента I тыловой зоны. В последние 4 млн лет произошел разрыв динамической связи между тыловой и фронтальной зонами дуги с прекращением поступления в тыловую зону компонента III. Это время характеризовалось заключительным импульсом вулканизма с его общим угасанием в Сихотэ-Алине, на о. Сахалин и в тыловой части Курильской котловины.

Пространственная смена слэбово-надслэбовой динамики мантийного клина и слэбово-астеносферной динамики в подлитосферной мантии континентальной окраины Восточной Азии литосферно-астеносферной динамикой внутриконтинентальной области центральной части провинции Хелунцзян предполагает общий латеральный переход от подлитосферных процессов широкого глубинного диапазона к процессам, локализованным в термальном граничном слое литосферы. Локализация выражена в последовательном переходе с востока на запад от калиевой вулканической серии субмеридиональной линии полей Ксаогулихе–Келуо–Удалианчи–Еркешан через калинатровую серию поля Нуомиинхе к натровой серии Халхингольского поля. В термальном граничном слое литосферы и астеносферы плавилась преимущественно литосфера по пассивному механизму без признаков активного влияния подлитосферных процессов.

Обратимся теперь к сопоставлению компонентов лав, производных термального граничного слоя провинции Хелунцзян Северо-Восточного Китая, с компонентами миоценовых калинатровых базальтов провинции Ханнуоба Северного Китая. Лавовые слои толеитового, щелочно-базальтового и переходного состава последней территории беспорядочно перемежаются между собой. Среди щелочных базальтов выделяются примитивные и эволюционированные [9, 10]. В первичной интерпретации авторов цитированных работ микроэлементные и изотопные характеристики базальтов Ханнуобы сопоставлялись с характеристиками конечных компонентов океанических базальтов. Щелочные базальты рассматривались как компонент астеносферы, а толеитовые – как компонент EM1 из астеносферного апвеллинга или континентальной литосферной мантии. По аналогии с соотношениями общего обогащенного астеносферного компонента IV с компонентами литосферы и слэба в лавах Северо-Восточного Китая на диаграммах изотопов Sr и Pb, мы предполагаем, что в лавах провинции Ханнуоба отражена динамика двух уровней:

1. термального граничного слоя литосферы и астеносферы и
2. более глубокой подлитосферной части мантии.

В координатах изотопов Sr и Pb фигуративные точки толеитовых базальтов Ханнуобы образуют тренды, подобные трендам калиевых и калинатровых выплавов из подошвы литосферы центральной части провинции Хелунцзян. Тренд щелочных и переходных базальтов Ханнуобы подобен тренду калинатровых выплавов из слэбового материала, погруженного в конвектирующую астеносферу. Эти выплавки распространены на полях Чанбайшан, Лонг-ганг, Жингпоху и Куандиан.

Принимая во внимание зависимость степени изотопного обеднения–обогащения компонентов от глубины локальных аномалий в верхней мантии Забайкальского низкоскоростного домена, мы связываем источник щелочных базальтов Ханнуобы с Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалией, установленной в модели S-волн на глубине около 250 км. Аномалия вытянута в направлении на северо-северо-восток параллельно краю высокоскоростного слэба, стагнирующего в переходной зоне мантии [1, 6]. В данном случае щелочно-базальтовые магмы были производными относительно глубокого источника обедненной подлитосферной мантии. Сильное плавление астеносферы на границе с литосферой было вызвано влиянием подлитосферных процессов, выраженных в одновременной активности глубинного подлитосферного источника. Иными словами, плавление астеносферы под подошвой литосферы было

обусловлено привнесом тепла порцией материала, которая явилась результатом адиабатических процессов, инициированных на глубоком уровне подлитосферной мантии.

По малой роли граната в источнике группа щелочных примитивных базальтов Ханнуобы резко отделена от группы щелочных эволюционированных базальтов и сближена с группами переходных и толеитовых базальтов. Из этих соотношений следует, что только эволюционированная часть щелочно-базальтовых расплавов образовалась в глубокой части мантии, а их примитивная часть явилась результатом адиабатического поднятия материала на малоглубинный уровень под подошву литосферы. Привнос тепла, выраженный в повышенных ликвидусных температурах примитивных составов, способствовал развитию процессов плавления в малоглубинной мантии на границе астеносферы и литосферы. В лавах Ханнуобы отчетливо проявился активный характер мантийных процессов – вовлечение в плавление малоглубинной мантии вследствие поднятия глубинного материала. Такой же активный характер магмообразования имел место в миоцене–квартере под вулканическим полем Абага-Дариганга, сменяясь пассивными процессами восточнее, под Халхингольским полем.

Из рассмотренных соотношений компонентов вулканических пород следует вывод об отчетливой латеральной смене глубинной динамики восточной окраины Азии. Во временном интервале 37–34 млн лет назад субдукция Тихоокеанского слэба под Азию отсутствовала. Уверенные признаки субдукции с поперечной зональностью магматизма островной дуги проявились в Северо-Восточной Японии с 18 млн лет назад, а к настоящему времени активный Тихоокеанский слэб оказался продвинутым на 1820 км от Японского желоба. В ходе его выдвигания активизировались субдомены конвектирующей астеносферной мантии континентальной окраины, представленные в вулканических породах компонентами III и IV. Материал компонента IV малоглубинного субдомена, подстилающего литосферу, находился во взаимодействии на востоке с материалом мантийного клина дуги Северо-Восточной Японии, на западе – с материалом более глубинной мантии, вовлеченной в адиабатическое поднятие. Перекрывающая литосфера испытывала растяжение по механизмам «rollback», пассивному и активному.

Работа выполняется при финансировании в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы», государственный контракт № П736.

Литература

1. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // ДАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.

2. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я. и др. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. № 6. С. 599–631.

3. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Лиу Я. и др. Изотопно-обогащенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2009. Т. 2, № 2. С. 181–198.

4. Anderson D.L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // Reviews of Geophysics. 1995. V. 33. P. 125–149.

5. Ohki J., Watanabe N., Shuto K. et al. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 87–93.

6. Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A. et al. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. V. 9. P. 179–219.

7. Sato M., Shuto K., Yagi M. Mixing of asthenospheric and lithospheric mantle-derived basalt magmas as shown by along-arc variation in Sr and Nd isotopic compositions of Early Miocene basalts from back-arc margin of the NE Japan arc // Lithos. 2007. V. 96. P. 453–474.

8. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan sea back-arc basin // *Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 49. P. 71–90.

9. Song Y., Frey F.A., Zhi X. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, Eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chemical Geology*. 1990. V. 85. P. 35–52.

10. Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, Eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // *Chemical Geology*. 1990. V. 88, № 1/2. P. 1–33.

В.И. Шевченко, Т.В. Гусева, А.А. Лукк
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

АВТОНОМНАЯ И ПЛЕЙТТЕКТОНИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ГАРМСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН)

Гармский геодинамический полигон находится в пределах Кабудкрымского (Южный Тянь-Шань) и Курговатского (Северный Памир) поднятий и располагающейся между ними Таджикской депрессии. Основным типом тектонических дислокаций на рассмотренной территории являются дивергентно ориентированные чешуйчатые надвиги на крыльях Таджикской депрессии [2, 5].

В 1967–1990 гг. на территории полигона проводились триангуляционные и трилатерационные измерения. Они показали, что большая часть геодезических пунктов, расположенных на северном крыле Таджикской депрессии, перемещается в ССЗ направлении со скоростью до 15–20 мм/год относительно пункта Ходжаигарибон, располагающегося на Кабудкрымском поднятии [1, 3] (рисунок). Выделенные здесь чешуйчатые надвиги северного крыла депрессии наклонены в южном направлении, перемещения по ним происходили ранее (по геологическим данным) и происходят в настоящее время (по упомянутым геодезическим данным) с ЮЮВ на ССВ — по отношению к Кабудкрымскому поднятию.

Эти данные были расценены рядом исследователей как прямое подтверждение мобилистской концепции сближения Тянь-Шаня и Памира в результате северного дрейфа Индийской литосферной плиты. Этот дрейф в настоящее время, по данным GPS-измерений (на территориях Памира и смежных с ним), действительно происходит со скоростями до 20–25 мм/год [4, 11] (рисунок).

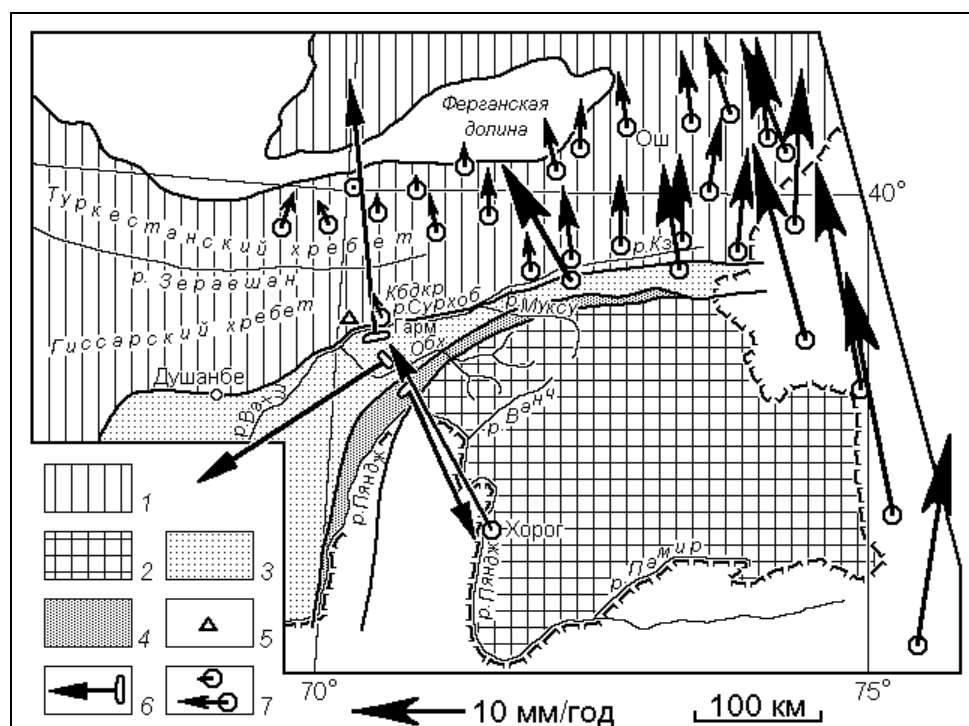
Однако по данным измерений на геодезической светодальномерной сети, перекрывающей Таджикскую депрессию (три периода измерений – 1981, 1987 и 1990 гг.), было установлено, что пункты Гишун и Хабурабод, находящиеся на южном крыле депрессии на Дарвазском хребте, смещаются в противоположном, ЮЮВ, направлении. Величина векторов достигает 15–25 мм/год [3] (рисунок). Два пункта на южном склоне хр. Петра Первого, в осевой части Таджикской депрессии, смещаются со скоростями ~25–30 мм/год в ЮЗ направлении (т.е. по простиранию депрессии). В то же время пункт Сагирдашт, расположенный в южной части Таджикской депрессии, практически не смещается относительно исходного пункта Ходжаигарибон на Кабудкрымском поднятии Южного Тянь-Шаня.

Эти результаты имеют принципиальное значение. Они показывают, что в процессе современного тектогенеза происходит увеличение общей ширины Таджикской депрессии в районе наблюдения. Расстояние между северным крылом Таджикской депрессии и ее южным крылом увеличивается со скоростью до 30–45 мм/год. Эти данные однозначно свидетельствуют о том, что современные перемещения чешуйчатых надвигов на северном склоне хр. Петра Первого в ССЗ направлении не могут быть объяснены, как это часто делается, общим сжатием земной коры/литосферы региона, сдавливанием Таджикской

депрессии между массивами Памира и Тянь-Шаня в ходе сближения Евроазиатской и Индийской плит литосферы.

Приведенные результаты триангуляционных и светодальномерных измерений на территории Гармского полигона были получены в местной системе координат, начало которой совмещено с пунктом Ходжаигарибон на Кабудкрымском поднятии Южного Тянь-Шаня. Имеющиеся к настоящему времени результаты GPS-измерений (в Евроазиатской системе координат) на территории Южного Тянь-Шаня, Таджикской депрессии, на Памире и смежных территориях [4, 11] позволяют представить (не претендуя на привычную для геодезистов точность), как выглядят в этой системе координат результаты светодальномерных измерений на Гармском полигоне.

Геодезические пункты GPS-измерений, расположенные на Туркестанском и Кабудкрымском хребтах Южного Тянь-Шаня на долготах Гармского полигона, смещаются (в Евроазиатской системе координат) в СЗ-ССЗ направлениях со скоростями 2–5 мм/год (рисунок). В целом смещение в северном направлении той части Южного Тянь-Шаня, в которой располагается начало местной системы координат светодальномерных измерений на Гармском полигоне, можно оценить, исходя из приведенных данных, не более чем в 5 мм/год. Тогда смещения пунктов на северном крыле Таджикской депрессии на полигоне можно оценить в Евроазиатской системе координат в 20–25 мм/год в северном направлении, а на южном крыле – в 10–20 мм/год в южном направлении.



Обобщенные векторы среднегодовых скоростей горизонтальных перемещений геодезических пунктов Гармского полигона

по триангуляционным и трилатерационным измерениям 1967–1990 гг (в местной системе координат) и векторы среднегодовых скоростей перемещений пунктов GPS-измерений в Южном Тянь-Шане, на Памире и смежных территориях [4, 11] (в Евроазиатской системе координат):

- 1 – Тянь-Шань; 2 – Памир; 3 – мезозойские и кайнозойские отложения Таджикской депрессии; 4 – палеозойские отложения южного крыла Таджикской депрессии; 5 – пункт Ходжаигарибон; 6 – обобщенные векторы скоростей горизонтальных смещений групп пунктов триангуляционных и светодальномерных измерений; 7 – векторы скоростей смещений пунктов GPS-измерений.
- Сокращения на схеме: Кбкр – хр. Кабудкрым; р. Обх. – р. Обихингоу; р. Кз. – р. Кызылсу.

Таким образом, существующие геодезические измерения фиксируют увеличение, а не уменьшение ширины Таджикской депрессии. Такое увеличение ширины депрессии нельзя рассматривать как следствие ее растяжения вкрест простирания. На всей территории депрессии и на прилегающих частях Памира и Тянь-Шаня установлена по механизмам очагов землетрясений обстановка сжатия преимущественно субгоризонтального и вкрест простирания депрессии [2, 5]. Подобная комбинация данных возможна, по нашему мнению, только в том случае, если эта комбинация связана не со сжатием и/или растяжением, приложенным извне, а с напряжениями распора, вызванными увеличением объема слоистых пород депрессии [2, 5, 7, 8]. Предполагается, что это увеличение объема вызвано привнесом дополнительного минерального вещества восходящим потоком глубинных флюидов. Т.е. деформирование пород рассматриваемой части Таджикской депрессии связано, в первую очередь, с автономным, неплейтктоническим процессом тектогенеза.

Таким образом, в рассматриваемом регионе имеет место взаимодействие двух механизмов тектогенеза – общего сжатия, связанного со сближением смежных с Таджикской депрессией Евроазиатской и Индийской литосферных плит, и независимого от перемещений плит механизма, определяемого активным увеличением объема слоистых пород депрессии. Этот механизм связан с процессом, происходящим в пределах самой депрессии, поэтому его можно назвать автономным. Следовательно, можно говорить о проявлении двух различных геодинамических процессов.

К сожалению, в регионе не были повторены GPS-измерения на территории самой Таджикской депрессии на Гармском полигоне. Это необходимо сделать в дальнейшем, чтобы либо подтвердить имеющиеся докосмогеодезические данные об увеличении ширины депрессии, либо показать их ошибочность. Необходимо отметить, что аналогичные увеличения ширины Альпийско-Индонезийского подвижного пояса установлены при GPS-измерениях в средиземноморской части пояса и на Центральном Кавказе [6, 9, 10].

Литература

1. Гусева Т.В. Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 171 с.
2. Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К., Сквородкин Ю.П., Шевченко В.И. Геодинамика района Гармского полигона в Таджикистане // Физика Земли. 1983. № 7. С. 10–26.
3. Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И. Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47–54.
4. Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.
5. Лукк А.А., Шевченко В.И. Характер деформирования земной коры Гармского района (Таджикистан) по геологическим и сейсмологическим данным // Физика Земли. 1986. № 7. С. 16–33.
6. Прилепин М.Т., Шевченко В.И. Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 6. С. 19–31.
7. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука, 1984. 160 с.
8. Шевченко В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюл. МОИП, отд. геол. 1999. Вып. 3. С. 14–25.
9. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS-измерений и сейсмическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3-18.

10. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Автономная и плейттектоническая геодинамика Альпийско-Гималайского подвижного пояса // *Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XL Тектонического совещания*. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 359–362.

11. Mohadjer S., Bendick R., Ischuk A., Kuzikov S., Kostuk A., Saydullaev U., Lodi S., Kakar D.M., Wasy A., Khan M.A., Molnar P., Bilham R., Zubovich A.V. Partitioning of India-Eurasia convergence in the Pamir–Hindu-Kush from GPS measurements // *Geoph. Res. Letters*. 2010. V. 37. P. L04305, 1–6.



З.Ф. Шукуров

Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан

ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЧАТКАЛО- КУРАМЫНСКОЙ ГОРНОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ ВЫСОКОТОЧНЫМИ GPS-ИЗМЕРЕНИЯМИ В СРЕДЕ ARCGIS

Данная работа считается первым приближением применения нового направления анализа деформаций Чаткало-Курамынской горной зоны Центральной Азии, поскольку используются результаты съемки горизонтальных перемещений, наблюдаемых и измеренных высокоточными GPS-приборами, и все данные анализированы с использованием ArcGIS технологии. Совместно анализированы упругие и остаточные деформации, проявившиеся в очаговых зонах Ташкентского 2008 г. ($M=4.8$) землетрясения.

Деформация – изменение взаимного положения частиц тела, связанное с их перемещением. Известно, что деформация разделяется на упругую и пластическую. Упругие деформации исчезают после окончания действия приложенных сил, а пластические, т.е. остаточные, – остаются.

Обычно деформация в Чаткало-Курамынской горной зоне сопровождается изменением величин вертикальных смещений. В качестве примера на рисунке приведены графики вертикальных перемещений в Приташкентской флексурно-разрывной зоне. На каждом из этих графиков за начало координат выбран нивелирный знак, высота которого не менялась за промежуток времени повторных нивелировок [1].

По направлению запад–восток наблюдается хорошее количественное и качественное соответствие данных нивелировок, хотя точка с максимальным поднятием оказалась сдвинутой на 1.5–2.0 км в западном направлении от своего места западе Чаткальской горной зоны. В направлении север–юг от Курамынской зоны такое соответствие соблюдается на большей части выбранного участка. Сравнение численных значений по направлениям с картой современных движений Приташкентской зоны и прилегающих территорий показало, что уровень возможного поднятия в северо-западном направлении с 15% -ным отклонением превышает такой же уровень поднятия в юго-восточном направлении. Отклонение значений, рассчитанных на базе модели, в среднем составляет от 3 до 17 %. По зоне афтершоков можно определить, что длина основной зоны деформаций составляет около $a_0=7$ км по длине и $b_0=1.3$ км по ширине. Уровень деформации в очаге около 2 % (по данным В.И. Уломова [2], $\varepsilon_0=1.9 \cdot 10^{-4}$). Максимальное смещение, по данным [2], $V_{01}=35$ мм, по теоретическим расчетам $V_{01}=32$ мм. Сброс напряжений, по данным [2, 3], $\Delta\sigma=60$ бар или $\Delta\sigma=6$ МПа. Средняя скорость современных вертикальных движений в этом районе, по данным [3, 4], составляет $U_1=1-3$ мм/год. Поскольку деформация ε_0 в [1, 2] рассчитывалась для динамического сброса и квазистатическая вариация напряжений на порядок меньше, деформацию можем принимать $\varepsilon_0 \cong 2 \cdot 10^{-5}$.

В большинстве практических случаев наблюдаемая деформация представляет собой совмещение нескольких одновременных простых деформаций. В конечном счете,

любую деформацию можно свести к двум наиболее простым формам – растяжению (или сжатию) и сдвигу.

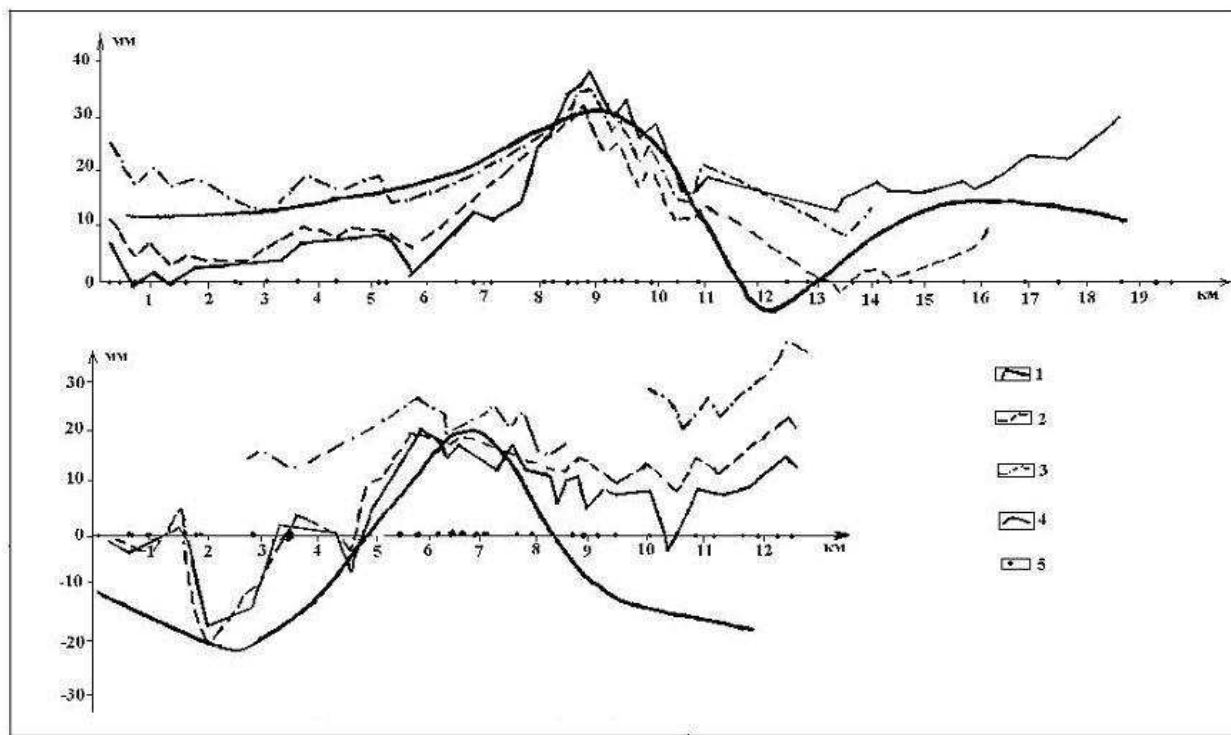
Раньше основное внимание уделялось изучению вертикальных перемещений, они учитывались при оценке местных деформаций. Во второй половине прошлого столетия активно начали использовать и данные о горизонтальных перемещениях. Вертикальные перемещения измерялись и изучались с помощью геодезических профильных съемок, особенно в Приташкентской и Каржантауской разломных зонах Чаткальской горной системы. В настоящее время в данной зоне горизонтальные перемещения измеряются и анализируются высокоточными GPS-приборами. Например, GPS-прибор Leica 1200 дает только лишь 2 мм ошибки в определении горизонтальных перемещений и 5 мм ошибки в вертикальных перемещениях. В результате проведения циклических измерений по Каржанауской флексурно-разрывной зоне (ФРЗ) получены результаты в векторной форме. Оценки деформаций сделаны для периодов до Ташкентского 2008 г. землетрясения ($M=4.8$; $I=6-7$ баллов), а также для различных сезонов эксплуатации Чарвакского водохранилища, чашу которого эта флексурно-разрывная зона пересекает продольно от эпицентра Таваксайского землетрясения (1977 г., $M=5.2$, $I=8$) до эпицентра Бручмуллинского (1959 г., $M=6.2$, $I=9$). В работе изучены не только остаточные деформации, а также деформации сжатия и растяжения под тектоническим воздействием на горные породы, которые увеличивают нагрузку (температура, давление), приводящую к деформированию горных пород. Кроме этого, в пределах тектонических блоков, примыкающих к ФРЗ, проанализированы возможности проявления сильных землетрясений и других разрушительных геодинамических процессов. Перед землетрясением на поверхности вероятных очагов, примыкающих к ФРЗ блоков, возникают локальные деформации, образуя разнонаправленные трещины. На земной поверхности возникают аномальные горизонтальные перемещения, которые локализуются в зонах сжатия или растяжения. Это хорошо видно в тектонических блоках, в узлах, в зоне контакта поперечных разломов с Каржантауской ФРЗ. Используя циклические высокоточные GPS-съемки, мы получили данные, в результате обработки которых прослежены локальные горизонтальные перемещения поверхности Земли этой зоны. Для этого построены различные карты и модели с помощью ArcGIS (Географическая Информационная Система). В среде ArcGIS когда задана величина X – долготы, Y – широты и Z – вертикальные составляющие смещения (поверхности), представляется возможность составить карту в объемной форме. Это дает нам информационную основу для дальнейшего анализа.

С помощью программы ArcGIS составлены 2D- и 3D-карты, проведен геофизический и другие виды анализа. Составлено поле векторов смещений для локальных зон в 3D-формате и проанализирована возможность изучения не только в плане, но и в объеме. Рассмотренные сведения показали, что перед Ташкентским землетрясением 2008 г. в зоне блоков, примыкающей к Каржантауской ФРЗ, и в зоне Приташкентского разлома хорошо выражены аномалии деформаций, и проявляются движения поверхности Земли [3]. Можно проследить направление перемещения участков, где происходило накопление деформаций. На основе результатов анализа вертикальных и горизонтальных перемещений, с применением программы ArcGIS построены векторы движения всех тектонических блоков. Определив направление движения блоков и участки концентрации упругой деформации, можно установить положение будущей очаговой зоны землетрясения. Далее можно построить математическую модель, позволяющую оценить, до каких критических значений может претерпевать нагрузку массив горных пород, выявить взаимосвязи исследуемых параметров в объемной форме.

С помощью ArcGIS программы, используя разные карты и модели, можно провести следующие виды анализа данных:

- с использованием специального анализа можно определить участки повышенных напряжений в зонах разломов, их положение и характеристики в объеме.

- с помощью 3D-анализа можно построить карты в 3D формате, модели рельефа, выделить активные и неактивные участки, построить векторные и другие поля.
- 3D-модели позволяют провести математический, статический, динамический и другие виды анализа, что дает возможность определить критические участки и зоны предстоящей активизации геодинамических процессов подготовки землетрясения.



Графики высот нивелирных знаков по направлению запад-восток и север-юг (верхний рисунок, начало – фундаментальный репер 362, и нижний рисунок, начало – грунтовый репер 14-480, соответственно); 1 – изменение высот по данным нивелирования 1962–1965 гг. и 1966 г.; 2 – то же, по данным нивелирования 1962–1965 гг. и 1967 г.; 3 – то же, по данным нивелирования 1962–1965 гг. и 1968 г.; 4 – то же, по данным нивелирования 1962–1965 гг. и 1969 г.; 5 – точки съемки.

В результате анализа временного ряда деформаций, гидродинамических и геофизических параметров, влияющих на подготовку сейсмических событий, установлены следующие особенности:

- сильным землетрясениям Западного Тянь-Шаня, в том числе Приташкентской сейсмогенной зоны, предшествовали многофазные отклонения деформометрических, геофизических, гидрогеологических и сейсмологических параметров.
- аномалии деформации оставляют свой след в виде дополнительных горизонтальных перемещений на поверхности Земли, в этом случае наиболее информативными перед сейсмическими событиями можно считать деформометрические данные.
- горизонтальные перемещения проявляются по всей зоне GPS-наблюдений, с большей интенсивностью в пунктах измерения, расположенных в сейсмогенной зоне.
- проявление деформационных аномалий исследуемых областей позволяет оценить направления векторов смещений и состояние массива горных пород в области.

Литература

1. Хамидов Л.А., Зиявитдинов К.Ф. Математическая модель одной тектонофизической задачи. // Проблемы механики. 1993. № 2. С. 15–19.
2. Уломов В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 276 с.

3. Ташкентское землетрясение. Ташкент: Фан, 1971. 672 с.
 4. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Среднего Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. Ташкент: Фан, 1988. 163 с.
-

Jiasheng Zhang¹, Weijun Gan¹, Minghua Zhang², Xiongnan Huang¹
¹*Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, China*
²*Development Research Center of China Geological Survey, Beijing, China*

ALLOCATION OF FOLLOW-UP EARTHQUAKE IN A COMBINED DIGITAL NETWORK OF SEISMIC INFORMATIVE FAULT SYSTEM AND PRESENT GPS VELOCITIES IN SONGPAN-GANZI REGION, CHINA

The study area, Songpan-Ganzi region, lies in the northeast corner of the Qinghai-Tibet plateau. Total 993 various earthquake faults are distinguished from 4781 measured geological faults in combination with 5.220 earthquake records since 1900 that allows to establish a seismic sensitive fault framework in the study area. GPS velocity pattern produced by 165 GPS observation data before 2008 in the study area shows 5 velocity gradient zones in relationship with 3 major border faults respectively, and a number of local turbulent. Potentials of follow-up earthquake appear as new velocity vortexes added to the present GPS velocity field by calculation on the response of co-seismic displacement of occurrence earthquake within an established earthquake informative network, and are verified successfully by occurrence of the 2008.05.12 Wenchuan *M*_s 8.0 earthquake and the 2010.04.14 Yushu *M*_s 7.3 earthquake.

III. ДЕСТРУКТИВНЫЕ ЗОНЫ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: РАЗЛОМНОЕ СТРОЕНИЕ, НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, УНАСЛЕДОВАННОСТЬ РАЗВИТИЯ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ



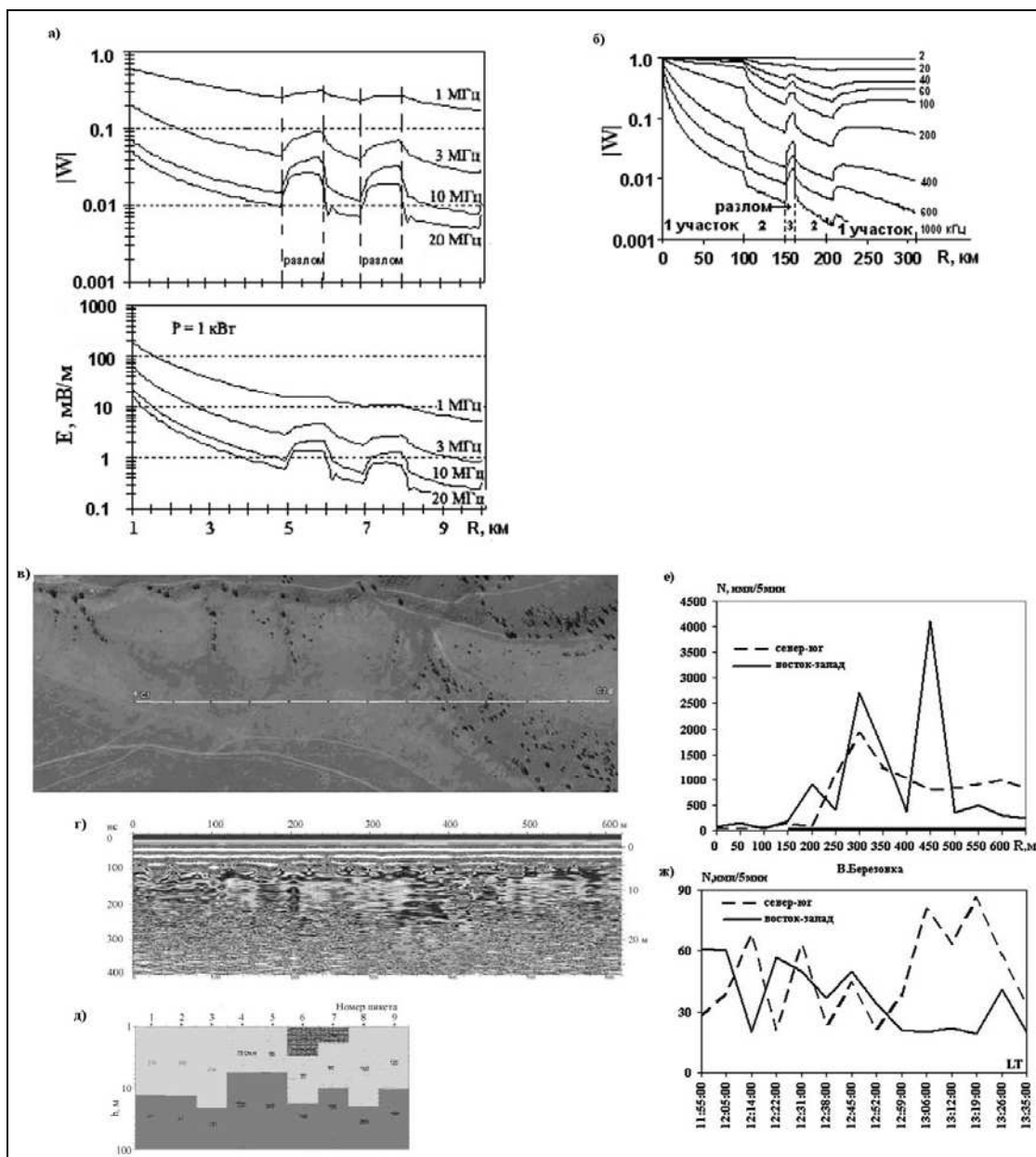
Ю.Б. Башкуев, И.Б. Нагуслева, В.Б. Хаптанов, М.Г. Дембелов
Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

РАДИОФИЗИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

В настоящее время в мире активно развивается новое научное направление радиогеофизики – сейсмоэлектромагнетизм, включающее в себя распространение сейсмоэлектромагнитных эмиссий в СНЧ-СВЧ диапазонах [1, 2]. Проведенный обзор литературы по электромагнитным процессам в нагруженных горных породах [3] указал на решающее значение для эффективности сейсмопрогностических работ выбора места расположения пункта наблюдения с соответствующим типом подстилающей среды. Наиболее интересными с этой точки зрения являются зоны разломов в земной коре. Ширина разломов может варьироваться в широких пределах – от десятков метров до десятков километров. Целью работы является теоретическое и экспериментальное обоснование радиогеофизического метода определения зоны разлома по изменению электромагнитного поля на трассе распространения радиоволн. В докладе рассмотрены результаты моделирования распространения земной волны над тектоническими разломами в ОНЧ-ВЧ диапазонах и данные измерений естественного электромагнитного поля над зоной разлома в ОНЧ диапазоне.

Вычислительный эксперимент. Геоэлектрическая модель разлома представляет, как правило, линейную зону высокой электропроводности с резко очерченными границами. Модель расчетной трассы распространения радиоволн в диапазоне 1–20 МГц длиной 10 км представляет кристаллический массив с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) 1000 Ом·м и диэлектрической проницаемостью $\epsilon=10$, разбитый двумя проводящими разломами с УЭС 10 Ом·м и $\epsilon=10$, шириной по 1 км. Первый разлом отстоит от излучателя на расстоянии 5 км, второй разлом – на расстоянии 7 км (рисунок, а). Расчеты в диапазоне частот 1–20 МГц для пятикусочной модельной трассы с двумя разломами шириной 1 км показали ярко выраженный эффект "восстановления" поля над зонами разломов (рисунок, а). Эффект усиливается с ростом частоты. Так, на частоте 1 МГц поле над разломной зоной увеличилось незначительно, всего на 810 мкВ/м, а на частоте 20 МГц поле возросло в 2.4 раза относительно поля перед разломом. Из графиков следует, что выделение зоны разлома по изменению электромагнитного поля на короткой радиотрассе лучше всего проводить в диапазоне от 10 до 20 МГц. Расчеты в диапазоне 2–1000 кГц для пятикусочной модельной трассы с шириной зоны разлома 10 км также показали ярко выраженный эффект "восстановления" поля над зоной разлома (рисунок, б). Эффект усиливается до 3.8 раза при увеличении частоты от 2 до 1000 кГц. В ОНЧ диапазоне на частоте 20 кГц увеличение поля над зоной разлома составляет 10–20 %. Из общего анализа данных следует, что оптимальный частотный диапазон для выделения зоны разлома зависит от его ширины.

Эксперимент в ОНЧ диапазоне и интерпретация полученных данных. Рассмотрим результаты эксперимента на разломе «Саженная» в окрестности г. Улан-Удэ, проведенного 29 октября 2008 г. с помощью многоканального геофизического регистратора МГР-01. Принцип действия МГР-01 основан на технике счета ОНЧ-импульсов естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) в полосе 13–15 кГц, превысивших заданный порог.



Вычислительный эксперимент:

a – модуль функции ослабления и уровень поля земной волны на частотах 1, 3, 10 и 20 МГц над зонами разломов; *б* – модуль функции ослабления в диапазоне 2–1000 кГц. Участок 1: $\rho=100$ Ом·м, $\epsilon=20$; участок 2: $\rho=3000$ Ом·м, $\epsilon=10$; участок 3: $\rho=1-50$ Ом·м, $\epsilon=20$; *в* – расположение георадарного профиля разлома «Саженная» на спутниковом снимке (google.com); *г* – радарограмма профиля (георадар "Око-2" с АБДЛ "Тритон", 50 МГц); *д* – геоэлектрический разрез профиля по данным радиоимпедансного зондирования (РИЗ, прибор ИПИ-300); *е* – интенсивность импульсного потока магнитной компоненты ЕИЭМПЗ для разлома «Саженная»; *ж* – то же для опытно-экспериментальной базы «Верхняя Березовка».

Зона разлома определена в результате измерений методами радиоимпедансного и георадарного зондирования (рисунок, *в*, *г*, *д*). ЕИЭМПЗ регистрировалось в крест простирания оси разлома с шагом 50 м на 14 пикетах. Время измерений на пикете составляло 5 мин. В результате измерений магнитной компоненты ЕИЭМПЗ по направлениям приема «север – юг» и «запад – восток» установлен повышенный уровень случайного ОНЧ-импульсного потока над зоной разлома (на рисунке, *е*, зона разлома начинается с расстояния 150 м). Одновременно на базовой станции "Верхняя Березовка" в пригороде Улан-Удэ с помощью стационарного комплекта МГР-01 регистрировалась

также магнитная компонента ЕИЭМПЗ. Ее интенсивность по направлениям "север – юг" и "запад – восток" не превышала 90 импульсов за каждые 5 мин измерений (рисунок, ж). При сопоставлении одновременных измерений обнаружено, что увеличение числа импульсов над зоной разлома "Саженная" составляет десятки и сотни раз. Эффект увеличения ОНЧ-импульсного потока ЕИЭМПЗ над разломной зоной интерпретируется нами не как литосферное ОНЧ-излучение («литосферик»), идущее из земной коры, а как результат увеличения уровня естественного поля над более проводящей зоной разлома (эффект «посадочной» площадки).

Проведено цифровое моделирование полученных в эксперименте на разломе «Саженная» результатов, основанное на пакете программ "Цифровая обработка сигналов". Цель моделирования заключалась в подсчете количества ОНЧ импульсов на выходе системы при увеличении среднего уровня случайного сигнала на 10 и 20 % относительно начального уровня за 60 с. Из анализа результатов моделирования следует, что увеличение уровня входного случайного сигнала на 10 и 20 % приводит к нелинейному росту количества ОНЧ импульсов. Так, при фиксированном пороге превышения и 10%-ном увеличении входного сигнала число импульсов на выходе увеличилось в 10.9 раза, а при 20%-ном увеличении оно достигло уже 91.5 раза. Такие же примерно соотношения получены и при других порогах превышения. Следовательно, результаты цифрового моделирования ОНЧ импульсного потока случайных сигналов, принимаемых станцией МГР-01, подтверждают нашу исходную гипотезу о том, что эффект резкого нелинейного увеличения ОНЧ импульсного потока над разломной зоной есть результат увеличения уровня естественного поля над более проводящей зоной разлома всего на 10–20 %. Таким образом, численные расчеты распространения радиоволн в ОНЧ-НЧ-СЧ-ВЧ диапазонах и измерения естественного поля над разломной зоной показывают увеличение поля над зоной разлома.

Закключение. Установлена природа повышенной напряженности электромагнитного поля над зонами тектонических разломов. Геоэлектрическая модель разлома представляет, как правило, линейную зону высокой электропроводности с резко очерченными границами. Из экспериментальных данных и результатов моделирования следует, что над разломными зонами имеет место эффект "восстановления" поля типа "суша – море", т.е. уровень электромагнитного поля над разломом будет всегда повышаться из-за влияния "посадочной" площадки, имеющей высокую электропроводность. Наблюдаемый в зонах разломов повышенный уровень ЕИЭМПЗ объясняется не излучением из зоны разлома («литосферик»), а увеличением уровня ЕИЭМПЗ над более проводящей зоной разлома. На основе геоэлектрической модели разлома предложен метод выделения зоны разлома по существенному увеличению уровня поля над разломом. Измерения ЕИЭМПЗ над зоной разлома в ОНЧ диапазоне и результаты моделирования свидетельствуют о целесообразности развития данного направления исследований в области радиофизической диагностики тектонических разломов. Привлечение повышенного внимания к этому новому для радиофизики объекту исследований имеет важное практическое применение в области сейсмоэлектромагнетизма и электромагнитной экологии.

Литература

1. Molchanov O.A., Hayakawa M. Seismoelectromagnetics and related phenomena: history and latest results // Tokyo, Japan: TERRAPUB, 2008. 189 p.
2. Electromagnetic phenomena associated with earthquakes / Edited by M. Hayakawa. Published by Transworld Research Network, Kerala, India, 2009. 279 p.
3. Нагуслева И.Б. Исследование электрических свойств подстилающей среды и пространственно-временных характеристик электромагнитного поля по данным радиоизмерений и моделирования: Автореф. ... канд. физ.-мат. наук. Улан-Удэ: ОФП БНЦ СО РАН, 2009. 36 с.

Ю.Б. Башкуев¹, В.Б. Хаптанов¹, М.Г. Дембелов¹, В.А. Саньков², А.А. Добрынина²

¹Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ДИАГНОСТИКА СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ МЕТОДАМИ ГЕОРАДАРНОГО И РАДИОИМПЕДАНСНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Для определения кинематики движений блоков земной коры при сильных землетрясениях в пределах северного и южного обрамлений Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы методами георадарного и радиоимпедансного зондирования исследованы зоны Торской и Кыренской палеосейсмодислокаций (рисунок, а). Изучение палеосейсмодислокаций позволяет уверенно определять районы землетрясений, объективно оценивать их мощность и глубину, проводить сейсмическое районирование территории и решать ряд других актуальных проблем, связанных с прогнозом сейсмической опасности [1]. Георадарное зондирование выполнено георадаром «Око-2» с антенными блоками АБДЛ «Тритон» и АБ-400, имеющими центральные частоты спектра зондирующего импульса 50 и 400 МГц и глубину зондирования около 30 и 5 м соответственно [2]. Радиоимпедансное зондирование выполнено измерителем поверхностного импеданса ИПИ-300 на частотах радиостанций ОНЧ-НЧ диапазона, принимаемых в районе исследования. При обработке использована программа решения прямых и обратных задач радиоимпедансного зондирования «Импеданс» [3].

Торская палеосейсмодислокация. Исследования проведены на южном участке Торской палеосейсмодислокации, который представлен ЗСЗ уступом, образованным по сейсмогенному разлому, ограничивающему с юга Уланнурскую плоскодонную котловину. Высота уступа составляет 1.0–2.0 м. На радарограммах зона тектонического разлома в крест простираения Торской палеосейсмодислокации (рисунок, б) представлена слоистой толщей с коленообразным изгибом слоев горных пород в вертикальном направлении. На глубине более 10 м разрывы имеют субвертикальное падение или образуют «пальмовые» структуры. Сочетание складчатых и разрывных деформаций, наблюдаемое в разрезе, и геоморфологические данные указывают на поднятие южного блока с левосторонним сдвигом.

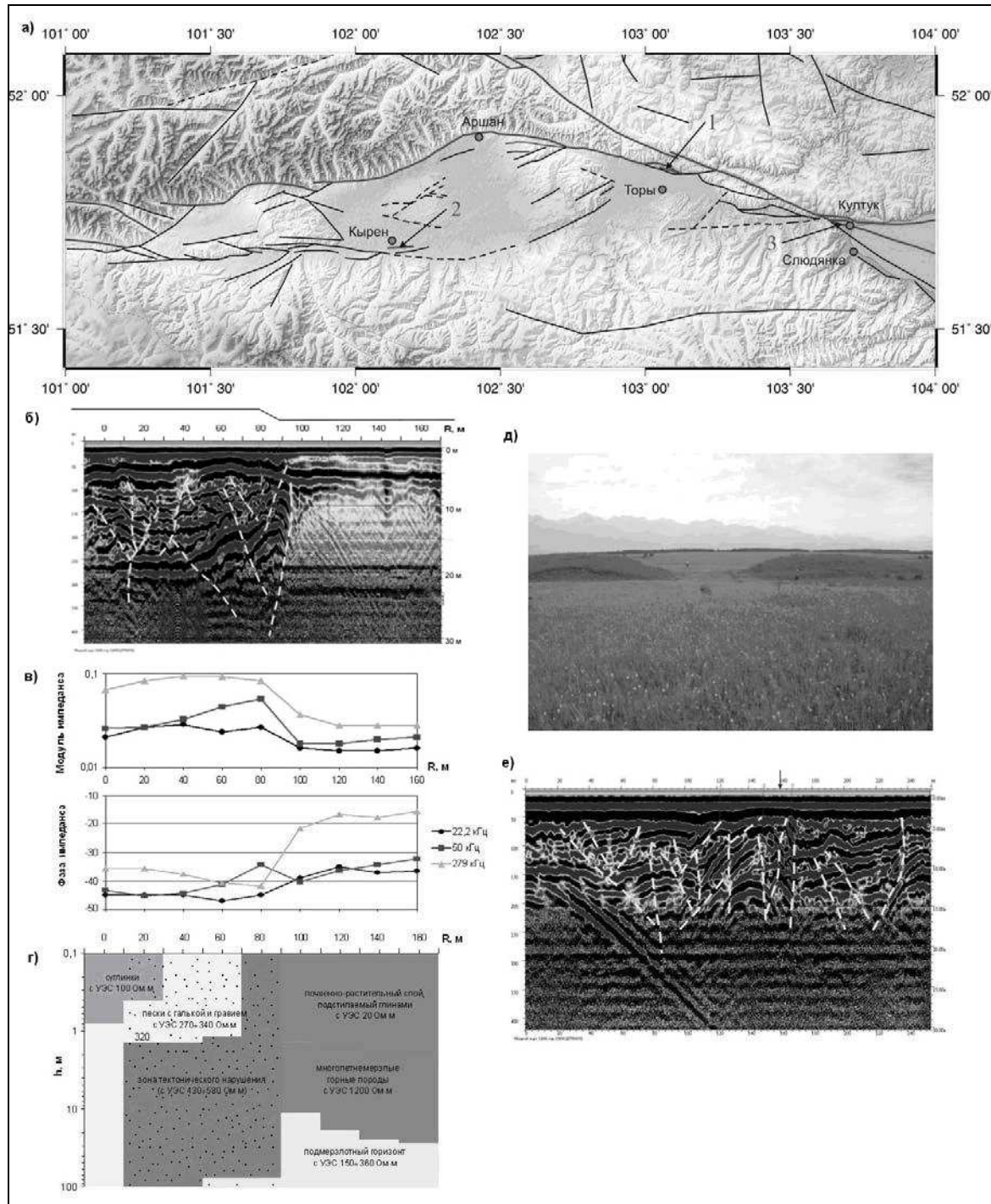
Радиоимпедансные зондирования на этом же профиле на частотах 22.2, 50 и 279 кГц (рисунок, в, г) показали резкую смену типа геоэлектрического разреза, проявившуюся в слабоиндуктивном поверхностном импедансе на частоте 279 кГц (фаза импеданса достигает -16°). При интерпретации частотных зависимостей импеданса установлено наличие слоя многолетней мерзлоты в предгорной части профиля.

Комплексная интерпретация георадарного и радиоимпедансного зондирования позволила определить ширину и глубину зоны деформации и установить, что исследованный участок Торской палеосейсмодислокации возник в результате левосторонних сдвиго-взбросовых движений по одноименному сегменту Тункинского разлома.

Кыренская палеосейсмодислокация. Объект исследования располагается на южном склоне Тункинской впадины, в районе п. Кырен, в междуречье Кырена, Харбяты вдоль субширотного уступа высотой от 1 до 2.5 м (рисунок, д). Верхняя часть уступа осложнена складками, которые в рельефе выражены буграми длиной 10–20 м и высотой около 2 м.

На радарограмме (рисунок, е) структура разреза представлена зоной разрывных и складчатых деформаций, прослеживающихся как минимум до глубины 25 м. Разрывы имеют как взбросовую, так и сбросовую кинематику, падение, по большей части, в сторону оси зоны. В верхней части разреза отчетливо выделяется асимметричный выпуклый изгиб (антиклиналь) с пологим южным и крутым северным крылом и ограниченный с севера зоной крутопадающих разрывов взбросовой и сбросовой кинематики. Такое сочетание складчатых и разрывных деформаций с типичной

«пальмовой» структурой характерно для сдвиговых зон. Таким образом, палеосейсмодислокация «Кырен» возникла в результате левосторонних сдвиго-взбросовых движений по Южно-Тункинскому разлому.



Карта зон тектонических нарушений (сейсмодислокаций) Тункинской впадины

a – пункты измерений: 1 – Торы, 2 – Кырен; *б* – радарограмма зоны Торской палеосейсмодислокации (георадар «ОКО-2», антенный блок «Тритон-50 МГц»); *в* – модуль и фаза импеданса на частотах 22,2, 50 и 279 кГц; *г* – геоэлектрический разрез, зона тектонического нарушения выделена крапом; *д* – субширотные вала сжатия палеосейсмодислокации «Кырен» в зоне Южно-Тункинского разлома (*a*); *е* – радарограмма субмеридиональной зоны тектонического разлома вквост простираения палеосейсмодислокации (*б*). Положение выраженного в рельефе вала показано стрелкой. Пунктирные линии – предполагаемые разломы в осадочных отложениях.

По данным радиоимпедансного зондирования зона тектонического нарушения в геоэлектрическом разрезе отчетливо не выделяется. Она имеет лишь немного большие удельные сопротивления.

Выводы. Предложенный радиофизический метод обследования зон активных тектонических разломов комплексом радиоимпедансного и георадарного зондирования позволяет уточнить положение в плане тектонических нарушений, кинематику движений среды, определить размеры зоны измененных пород и их электрофизические свойства. Метод комплексирования георадарного и радиоимпедансного зондирования может быть использован в сейсмоактивных районах России.

Доклад подготовлен при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 11 «Литосферно-ионосферные взаимодействия в Байкальской рифтовой системе».

Литература

1. Смекалин О.П. Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. М.: ИФЗ РАН, 2008. 101 с.
2. Радиотехнический прибор подповерхностного зондирования (георадар) ОКО-2. Техническое описание. Инструкция по эксплуатации. Версия 2.6. 2009 г. / <http://www.logsys.ru/>.
3. Ангархаева Л.Х. Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2002620893. Пакет программ "Импеданс" для решения задач радиоимпедансного зондирования. М.: Роспатент, 06.06.2002.

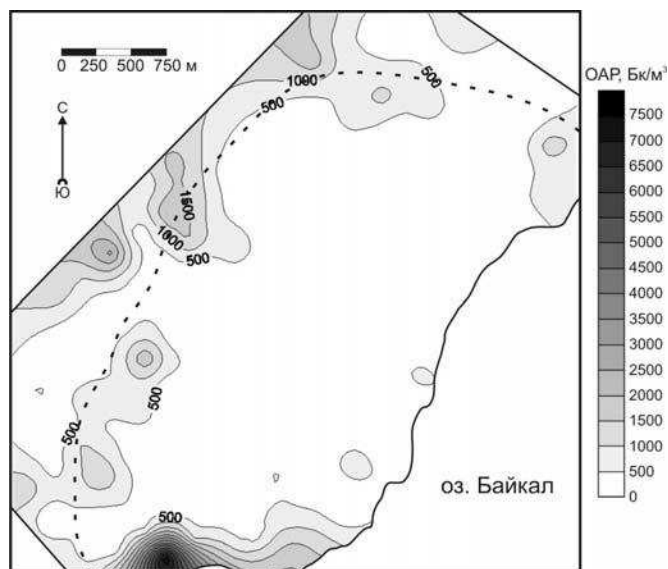


А.А. Бобров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ПОЛЕ РАДОНА ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА

Исследование поля объемной активности радона (ОАР) проводилось на Тажеранском массиве. Геология данного объекта довольно хорошо изучена предшествующими учеными [1]. Задача нашего исследования заключалась в изучении массива на предмет наличия разломных зон, выполненных открытой трещиноватостью, которая является проводником для газов, в том числе радона.



Распределение поля концентраций радона над Тажеранским массивом.

Черным пунктиром обозначены его границы согласно карте [1].

Измерения ОАР проводились методом пассивной сорбции на активированном угле прибором «КАМЕРА-01» по квадратной сети наблюдений. Шаг между пробами составлял 250 м. Для каждого замера снимался верхний слой почвы и делалась закопуша глубиной ~10 см. На ее дне устанавливалась сорбционная колонка с активированным углем. Сверху закопуша накрывалась тарелкой для герметичности. Время экспонирования угольного адсорбера составляло двое суток.

В результате проведенных работ была построена карта распределения поля концентраций радона над Тажеранским массивом (рисунок). Из рисунка видно, что в

целом массив в эманационном поле выделяется минимумом. Это свидетельствует о его относительно монолитном строении в плане деструкции. Повышенные значения ОАР наблюдаются лишь у границ массива и за его пределами. В одной из проб, взятой в юго-западной части района работ, значение параметра достигло 7690 Бк/м^3 . Эта аномалия, скорее всего, связана с субвертикальным падением сместителя разломной зоны и высокой степенью нарушенности. Устойчивой связи повышенных значений ОАР с горными породами в ходе исследования не обнаружено.

Автор благодарен А.С. Черемных, Р.М. Зарипову и А.А. Тарасовой за помощь в проведении эманационной съемки. Работа выполнена в рамках проекта РФФИ (№ 12-05-00322), а также программы фундаментальных исследований СО РАН (ОНЗ-7.6).

Литература

1. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта массива Тажеран. М-б 1:10000. М.: Группа компаний А1 ТИС, 2009.

Ю.П. Бурзунова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СЛОЖНЫЕ ТРЕЩИННЫЕ СЕТИ: ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ХАОТИЧНОСТИ

Важнейшей характеристикой горных пород является трещиноватость, которая развита повсеместно и может быть изучена при полевом анализе практически любых коренных выходов. По генезису трещинные сети подразделяются на первичные (литогенетические) и вторичные (тектонические), а по геометрии и структуре – на хаотические, системные, полигональные и их смешанные типы (по [1]). В основу проведенного исследования была положена геометрическая классификация М.В. Раца и С.Н. Чернышева, согласно которой самой простой и упорядоченной является системная сеть трещин, а наиболее сложной и беспорядочной – хаотическая. При этом основное внимание уделяется хаотическим сетям, широко распространенным в природе. Их изучение особенно актуально для наиболее нарушенных участков земной коры, представленных разломными зонами.

В хаотических сетях трещины не группируются в системы или (что то же самое) число систем очень велико (практически более десяти) [1]. Такие сети образуются при последовательном наложении различных простых сетей (генераций трещин) в результате действия нескольких разновозрастных полей напряжения [1, 2]. Следовательно, можно построить ряд трещинных сетей от самой системной (состоит из 3–4 четких систем) до самой хаотической (состоит из множества систем и единичных трещин), при этом все описываемые ранее типы [1] попадают в эту последовательность. В этой связи возникает необходимость обоснования количественных показателей, позволяющих классифицировать природные сети трещин по уровню сложности.

Цель работы – установить критерий для оценки степени хаотичности сложных трещинных сетей. Поставлены следующие задачи: исследовать структурные диаграммы и определить расчетные параметры, отражающие пространственную сложность трещинных сетей; выявить изменчивость хаотичности в трещинных сетях в зависимости от типа и структуры массивов горных пород, а также расположения их в регионах с разной степенью тектонической активности.

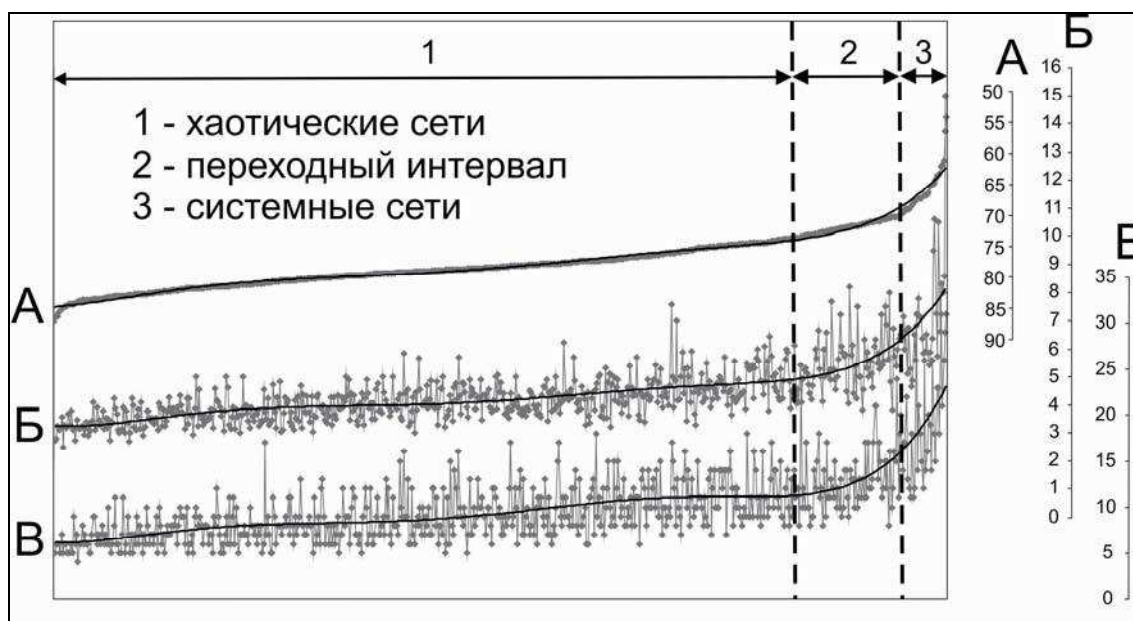
Для решения поставленных задач была создана база данных из 650 точек наблюдения, в которых имеются массовые замеры трещиноватости с количеством измеренных трещин 100 ± 10 шт. Районы расположения точек наблюдения отличаются по тектоническому строению: Байкальский рифт, Сибирская платформа, Саяны, Средняя Азия (Памир и Тянь-Шань), Вьетнам. По массовым замерам построены круговые

диаграммы трещиноватости (в изолиниях) в соответствии с известными методическими приемами структурной геологии.

Затем по всем точкам подсчитаны параметры трещинных сетей, представляющие их системные и плотностные характеристики: информационная энтропия трещиноватости горных пород [3], средняя интенсивность максимума на диаграмме, величина самого интенсивного максимума, количество значимых максимумов (интенсивность которых выше средней на диаграмме), общее количество максимумов и другие. Данные параметры рассчитаны с помощью специальных программ на основе массового замера трещин.

Энтропия трещиноватости по определению должна наиболее полно учитывать пространственную ориентировку систем и отдельных трещин. Данное положение подтвердилось в ходе визуальной оценки диаграмм, когда между уровнем сложности структурного рисунка и значением энтропии проявилась наибольшая зависимость, по сравнению с другими параметрами. Таким образом, можно сравнивать диаграммы по сложности, используя значение энтропии.

Далее были построены графики изменения значений всех перечисленных выше параметров трещинных сетей относительно графика убывания значений энтропии (по всем точкам). Характер изменчивости графика энтропии примерно повторяется на графиках средней интенсивности и самого интенсивного максимума (рисунок). Корреляция между этими параметрами и энтропией характеризуется коэффициентами 0.79 и 0.74 соответственно. На графиках наблюдается характерный интервал, где значения всех трех параметров резко изменяются. Диаграммы трещинных сетей с одной стороны от интервала имеют хаотичный рисунок, с другой стороны – системный. Большинство трещинных сетей в базе данных (88 %) относятся к хаотическим, что подтверждает их широкое развитие, особенно в тектонически активных регионах.



Графики (и их усредненные тренды) значений средней интенсивности максимума (Б) и самого интенсивного максимума (В) относительно графика убывания значений энтропии (А) по всей выборке данных.

По оси абсцисс – точки наблюдения (диаграммы),
по оси ординат – значения соответствующих параметров диаграмм (в %).

Методика сравнения трещинных сетей по значению энтропии требует одинакового количества трещин в массовом замере, но на практике это условие не всегда выполняется. С другой стороны, средняя интенсивность максимума, рассчитанная в процентах, позволяет сравнивать точки с разным количеством измеренных трещин. Кроме того,

средняя интенсивность имеет наиболее близкую корреляционную связь с энтропией. Исходя из этого данный параметр анализировался на предмет его использования в качестве основного для упрощенной экспрессной оценки степени хаотичности. Согласно визуальной оценке, малая величина данного параметра соответствует наличию большого количества максимумов малой интенсивности (хаотичная сеть) и наоборот, большая величина отражает существование меньшего количества максимумов большей интенсивности (системная сеть). В количественном отношении, если значение средней интенсивности максимума менее 5.0 (усредненное значение тренда графика), сеть является хаотической, если более 6.4 – системной. При необходимости получить более точную оценку степени хаотичности в переходном интервале значений (от 5.0 до 6.4) (рисунок) можно дополнительно включить в анализ значение самого интенсивного максимума (переходное значение от хаотичных к системным диаграммам равно 14). Таким образом, степень хаотичности (сложность) трещинной сети может быть определена по параметру средней интенсивности максимума на диаграмме.

В отличие от параметров густоты трещин (например, плотности трещин на единицу длины или площади), которые определяют, прежде всего, величину прошедших деформаций, степень хаотичности в большей мере характеризует этапность (стадийность) геологического развития горного массива: существовавшие динамические обстановки, набор полей напряжений, послуживших причиной формирования простых или сложных трещинных сетей. Например, причиной высокой хаотичности может быть наличие нескольких различно ориентированных разновозрастных полей напряжения. Также на хаотичность трещиноватости влияют структура массива и, в меньшей степени, состав горных пород.

Согласно профильным исследованиям, проведенным в отдельных районах юга Сибирской платформы и центральной части Байкальского рифта, хаотичность трещинных сетей характеризуется закономерной пространственной изменчивостью. В целом, на профилях разной протяженности и с разной детальностью картирования разрывной структуры хаотичность повышается по направлению от платформы к рифту и от краевой части рифта к его оси.

Количественная оценка степени хаотичности трещинной сети может применяться в комплексе с известным параметром – плотностью трещин. В общем случае эти параметры независимы, так как обусловлены разными причинами. Хаотичность трещинных сетей в пределах участков земной коры, испытавших однотипные деформации, низкая и повышается в регионах, имеющих более сложную историю тектонического развития. Плотность трещин в обоих случаях может быть и низкая, и высокая, в зависимости от величины приложенных напряжений. В зонах разломов наблюдаются, во-первых, повышенные значения обоих параметров (плотность трещин и хаотичность трещинной сети), а во-вторых, зависимость их значений от мощности разломной зоны, от расположения точки наблюдения в лежащем или висящем крыле зоны. Кроме того, анализ степени хаотичности и плотности трещиноватости можно использовать совместно с парагенетическим анализом трещинных сетей [2] для более полного и качественного исследования истории развития структуры участков земной коры, в том числе разломных зон. Характерно, что данные параметры эффективны даже в условиях отсутствия структурных данных о тектонических подвижках.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Все трещинные сети по сложности строения делятся на две большие группы: хаотические и системные. Для количественной оценки степени хаотичности разрывной сети могут использоваться несколько параметров, наиболее эффективным из которых является средняя интенсивность максимума на структурной диаграмме трещиноватости. Хаотические сети существенно преобладают в природе по распространенности, причем степень их сложности повышается в районах с многоэтапной историей тектонического развития. Именно для этих регионов количественная оценка степени хаотичности может

быть рекомендована в качестве одной из необходимых составляющих структурно-геологического анализа.

Автор выражает благодарность и признательность д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому за постановку темы исследований и предоставленные полевые материалы, а также коллегам В.А. Санькову, А.В. Черемных, А.С. Гладкову, О.В. Луниной, А.С. Черемных – за предоставленные полевые материалы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00322), а также программы фундаментальных исследований СО РАН (ОНЗ-7.6).

Литература

1. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород М.: Недра, 1970. 164 с.
2. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 243 с.
3. Черемных А.В. Опыт расчета информационной энтропии трещиноватости (на примере Приморского сброса, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещания. Вып. 5. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. Т. 2. С. 157–159.

В.И. Джурик, С.П. Серебренников, А.Ю. Ескин, Л.А. Усынин, Е.В. Брыжак
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА УЧАСТКАХ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ЗОН РАЗЛОМОВ МОНГОЛИИ И СИБИРИ

Целью данной работы был сбор геолого-геофизических данных для сеймотектонического изучения активных разломов и палеосейсмодислокаций, дополнительное изучение проявлений сейсмичности и выявление всей совокупности сейсмогеологических связей, способствующих возникновению на данной территории крупных сейсмических катастроф.

Выявление тектонических нарушений и зон повышенной трещиноватости является крайне важной задачей в свете рассмотрения ее с позиции геологической и сейсмической опасности, тем более повышается важность решения таких задач, когда нарушение перекрыто осадочными породами.

Для изучения зон разломов и зон повышенной трещиноватости с успехом применяются сейморазведочные методы и различные методы электроразведки (электропрофилирование, вертикальное электроразведывание (ВЭЗ)). Последний следует особо отметить в этом комплексе, потому что он наиболее эффективен при прослеживании погребенных тектонических нарушений и зон повышенной трещиноватости. Положительные результаты ВЭЗ чаще всего связаны с повышенной обводненностью зон тектонических нарушений. Но следует обращать внимание на то, что кривые ВЭЗ, получаемые в непосредственной близости от нарушений и над ними, сильно искажены.

Методика геофизических исследований отработана на объектах гражданского и промышленного строительства Монголо-Сибирского региона. Модернизация программного обеспечения и улучшение качественных характеристик электроразведочной аппаратуры позволили увеличить возможности интерпретации полученных данных в процессе полевых исследований. За основу электроразведочного изучения зон тектонических нарушений положен метод ВЭЗ, соответствующая аппаратура позволяет

при благоприятных геоэлектрических условиях изучать распределения электрических сопротивлений до 50 м и более.

В работе рассматриваются несколько разломов, расположенных в различных геологических условиях. Ниже приводится краткая характеристика некоторых из них:

– зона Горбылахского разлома на исследуемой площади морфологически выражена в виде тектонического уступа. В инженерно-геологическом плане участок (верхняя часть разреза) представлен чередованием обломочного материала с песком и суглинком, перекрытыми почвенно-растительным слоем. Грунты мерзлые, с небольшим слоем сезонного протаивания;

– скальные грунты на площадке по бортам р. Иенгра в основном представлены различными гнейсами и сланцами. В верхней части разреза расположены продукты разрушения метаморфического комплекса. Предположительно участок данного разлома выражен в рельефе. Сложность участка заключается в том, что, наряду с возможным проявлением тектонической структуры в виде уступа, здесь возможны фрагменты террас четвертичного периода;

– исследуемый участок «Нагорный» расположен на гранитном комплексе раннего протерозоя и подвергнут местами более поздним по времени этапам метаморфизма. Площадка для геофизических работ выбрана на предположении наличия здесь фрагмента тектонического нарушения. Предположительно зона разлома сформировалась в докембрийское время и во всей дальнейшей тектонической истории подвергалась неоднократному обновлению. Имея столь длинную историю формирования и существования, зона предполагаемого разлома имеет соответственную протяженность и ширину. В связи с тем, что тектоническое нарушение хорошо документируется геологическими и геоморфологическими методами, задача геофизических исследований сводилась к нахождению границы перехода от плотных или относительно плотных скальных грунтов к зоне повышенной степени разрушения интрузивных и метаморфических образований, минуя зону денудационного разрушения пород.

Кроме описанных выше тектонических структур были обследованы зоны разломов и зоны трещиноватости в районе Большое Голоустное (оз. Байкал) и поселка Гуджин (Монголия), где изучение проводилось наиболее детально. Работы велись по нескольким профилям, что облегчило прослеживание искомой зоны как в горизонтальной плоскости, так и на глубину. На оз. Байкал исследования только начинаются, создается мониторинговый полигон, поэтому данных по измерениям еще мало.

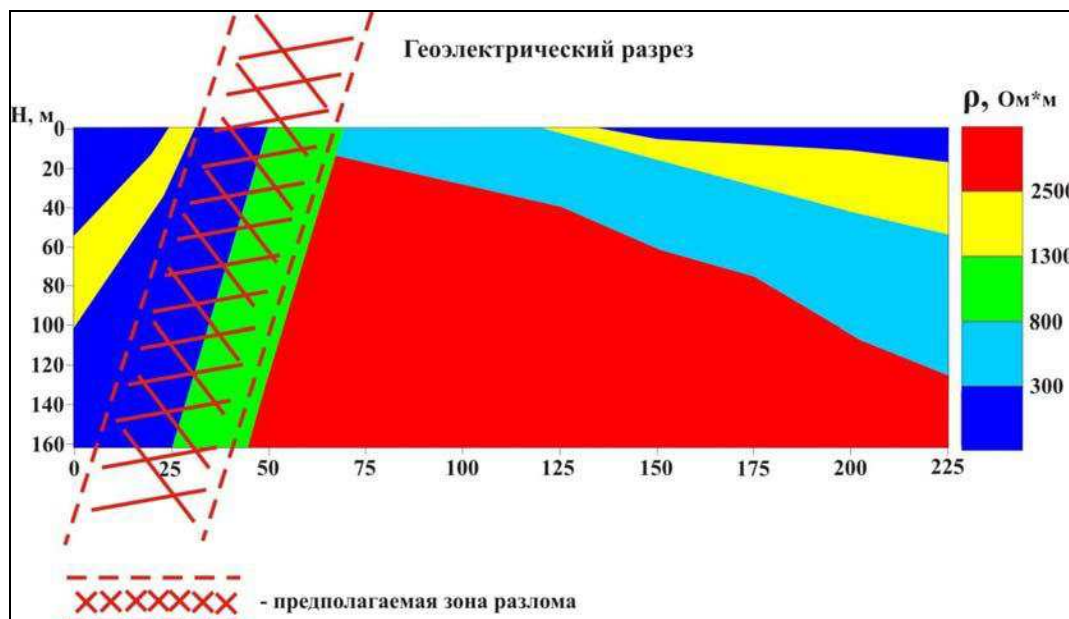
Предпосылки использования геофизических (мало- и среднеглубинных) методов для решения поставленных задач заключаются в том, что зоны тектонических нарушений в пределах кристаллического фундамента до 30–50 м характеризуются аномально низкими значениями скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений (УЭС) по сравнению с вмещающими грунтами. Дифференцируемость грунтов по УЭС значительно выше, чем по скоростям, особенно для грунтов фундамента, из-за наличия конкретно выраженных по физико-механическим свойствам зон тектонических нарушений (разломов) [3]. Зоны, выполненные продуктами разрушения размерами от блоков и глыб до тектонической глинки, служат естественными водотоками и относительно лучшими проводниками электрического тока. Их удельное сопротивление, выраженное в Ом·м, на 1–2 порядка ниже по сравнению с вмещающими скальными породами.

Сейсморазведочные измерения являются информативными до глубины 10–20 м. Они использовались для уточнения интерпретации данных ВЭЗ в верхней зоне, где различия в сопротивлениях могут достигать нескольких порядков [2].

Сейсморазведка в комплексе с электроразведкой позволяет получить более достоверные геофизические данные для решения намеченных задач проекта.

Методика геофизических исследований стандартна. Сейсморазведочные исследования выполнены методом преломленных волн на цифровой станции «Лакколит

24-М», длина годографов составляла 46–194 м. Электроразведочные измерения выполнялись методом ВЭЗ при помощи цифровой электроразведочной аппаратуры «Электротест – С» (Россия). Эта аппаратура имеет встроенное питание для линии АВ и может работать в режимах постоянного и переменного тока. Она имеет три режима накопления, что позволяет выполнять исследования в условиях электрических помех и запоминать данные измерений в энергозависимой памяти. Для выполнения работ была выбрана симметричная установка АМВN, разносы которой выбирались в зависимости от условий заземления и рельефа местности и достигали АВ/2–220 м, что при благоприятных геоэлектрических условиях дает возможность изучать распределение электрических сопротивлений на глубину 70 м и более.



Геоэлектрический разрез, участок Джелинда.

В результате получен качественный исходный материал, который позволил решить часть поставленных задач, а по другой части получить данные для уточнения и корректировки примененных методов и наметить использование других разновидностей электроразведочных методов. Так, для зон тектонических нарушений в дальнейшем лучше применять методы электрических зондирований с несимметричными установками или сплошные электрические зондирования. Как показывает опыт выполнения полевых работ в различных регионах России [1], а также моделирование (физическое и математическое), такие установки лучше подходят для решения задач изучения строения разломных зон. При исследовании электрических характеристик анизотропии вблизи зон тектонических нарушений большие возможности имеют трехэлектродные установки с ортогональными приемными линиями (разновидности метода двух составляющих) и более частыми отсчетами по азимутам.

Литература

1. Джурик В.И., Серебренников С.П., Юшкин В.И., Ескин А.Ю. Режимные исследования динамики физических характеристик пород в криолитозоне // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Иркутск, 2005. Вып. 2. С. 119–128.
2. Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.К., Яценко З.Г. Инженерная геофизика. М.: Недра, 1989. 252 с.
3. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. М.: Недра, 1990. 501 с.



Р.М. Зарипов
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА СОПРОТИВЛЕНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РАЗРЫВНЫХ СЕТЕЙ В МОДЕЛЯХ ИЗ ГЛИНИСТОЙ ПАСТЫ

Изучение структуры разломных зон методами электроразведки осложнено влиянием вещественных неоднородностей земной коры, которые существенно отличаются значениями кажущегося удельного электрического сопротивления (R). Исследование в однородной среде можно выполнить при физическом моделировании в лабораторных условиях.

Целью экспериментальных работ было изучение поля кажущегося удельного электрического сопротивления на разных временных стадиях развития разломной зоны в упруго-пластичной модели.

Задачи исследования: 1. отработать методику измерения параметра R при моделировании образования разлома в модели из глинистой пасты; 2. выявить особенности проявления разрывных нарушений в поле кажущегося удельного электрического сопротивления.

Согласно методике исследования [1–3], при моделировании использовалась глинистая паста. Влажная глина в нормальных условиях, как и литосфера в ходе длительных деформационных процессов, обладает упруго-пластическими свойствами. Таким образом, общие закономерности разрывообразования в модели отражают особенности разломообразования в природных условиях. Преимущество моделирования состоит в возможности воспроизводить длительный процесс крупномасштабного разломообразования в течение сравнительно короткого отрезка реального времени. Согласно критериям подобия [3], перемещение штампа в течение одной минуты соответствует одному миллиону лет движения в природе, а 1 см на поверхности модели равен 1 км расстояния на местности.

Опыты проводились на установке «Разлом», один из штампов которой в ходе эксперимента смещался в горизонтальном направлении с постоянной скоростью. Это создавало деформацию сдвига для располагающейся сверху модели. При проведении экспериментов использовалась модель с размерами: длина – 100 см, ширина – 34 см, высота – 8.5 см.

Процесс формирования разлома начинается с образования на поверхности модели большого количества мелких разрывов, которые удлиняются и объединяются, что в конечном итоге приводит к появлению единого магистрального сместителя. Как и ранее в подобных экспериментах [2], были зафиксированы три главные стадии разрывообразования:

1. ранняя дизъюнктивная, выражена широкой зоной мелких трещин;
2. поздняя дизъюнктивная, представлена узкой зоной с крупными разрывами;
3. стадия полного разрушения, отображается единым магистральным сместителем с мелкими опережающими разрывами.

Для проведения измерений параметра R использовалась стандартная электроразведочная аппаратура АЭ-72, предназначенная для измерения напряжения и силы тока. Измерения проводились методом симметричного электрического профилирования (СЭП) [4, 5]. Применялась установка Шлюмберже, в которой используются четыре электрода AMNB: два питающие АВ с разносом 6 см и два измерительные MN с разносом 2 см. Использовались медные электроды диаметром 0.15 см. Заземление электродов в модель производилось до глубины 0.5 см.

Профили измерений параметра R располагались на модели поперек разрывной зоны. Шаг между профилями равен 5 см, а между пикетами – 1 см.

Моделированию процесса разрывообразования предшествовала серия методических экспериментов, направленных на выявление особенностей поля кажущегося удельного электрического сопротивления в образце влажной глины. В первую очередь определялся уровень фоновых значений параметра R . Измерения проводились по четырем параллельным профилям (таблица, Фон ПР 1-4). По результатам измерений построены графики сопротивлений. Полученные значения параметра R варьируются от 4.83 Ом·м до 6.29 Ом·м. Небольшой интервал вариаций свидетельствует, что модель сравнительно однородна.

Для определения влияния на величину R высыхания глинистой пасты проведено измерение сопротивления в течение восьми часов с интервалом между замерах в десять минут. Измерения выполнялись в одной точке без перестановки электродов. Полученные величины R не превышают фоновые значения, поэтому поправки на изменение условий среды во времени в ходе основной серии экспериментов не вносились.

Для проверки влияния качества заземления на одном пикете было сделано десять измерений. Перед каждым измерением электроды перезаземлялись. Проводился анализ величин R и значений фонового поля. В итоге было установлено, что измеренные значения не превышают значений фона, соответственно поправки за качество заземления далее не вносились.

Результаты измерения параметра R

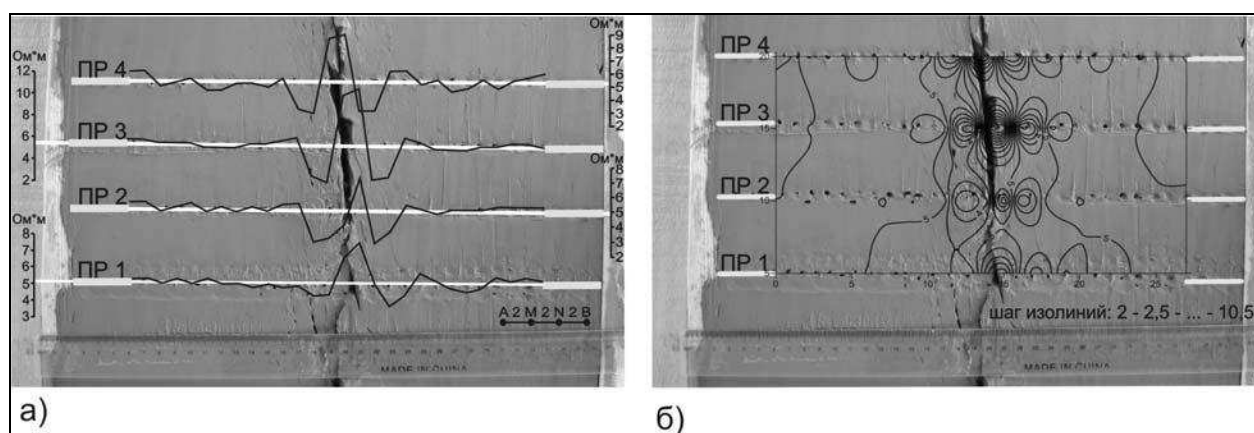
Этапы исследований	Минимальное значение (Ом·м)	Максимальное значение (Ом·м)	Среднее значение (Ом·м)	Амплитуда (Ом·м)
Фон ПР-1	5.12	6.50	5.83	1.38
Фон ПР-2	5.32	6.09	5.72	0.78
Фон ПР-3	5.2	6.29	5.7	1.09
Фон ПР-4	4.83	6.14	5.58	1.31
Высыхание глинистой пасты	4.3	5.65	5.00	1.36
Заземление электродов	4.34	5.2	4.81	0.87
Стадия 1 ПР-1	4.4	5.39	4.83	0.99
Стадия 1 ПР-2	4.51	6.01	5.27	1.51
Стадия 1 ПР-3	4.64	5.8	5.32	1.16
Стадия 1 ПР-4	4.68	5.89	5.43	1.21
Стадия 2 ПР-1	4.66	5.72	5.11	1.06
Стадия 2 ПР-2	4.02	5.20	4.62	1.18
Стадия 2 ПР-3	4.41	5.72	5.19	1.31
Стадия 2 ПР-4	4.12	5.32	4.75	1.21
Стадия 3 ПР-1	3.64	7.54	5.07	3.90
Стадия 3 ПР-2	2.86	7.28	5.00	4.42
Стадия 3 ПР-3	2.02	10.69	5.44	8.67
Стадия 3 ПР-4	2.89	8.96	5.29	6.07

В основной серии экспериментов моделировалось формирование структуры левостороннего сдвига. Разрывная структура, соответствующая ранней дизъюнктивной стадии, образовалась на 12-й минуте деформации модели. Амплитуда смещения составила 6.5 см. На поверхности модели образовалась зона мелких разрывов шириной 9 см. Измерения величин R проводились по четырем профилям (таблица, Стадия 1 ПР 1-4). Графики результатов измерений сопоставлялись с графиками фонового поля. Полученные значения находятся на уровне фона, т.е. зона разрывообразования в поле R на данной стадии развития сдвига не выделяется.

Сеть мелких и средних разрывов, соответствующая поздней дизъюнктивной стадии, сформировалась на 24-й минуте деформации при амплитуде смещения равной 13 см. Сопоставление графиков измерений R (таблица, Стадия 2 ПР 1-4) с графиками

фонового поля не позволило выделить зону разрушения, так как значения сопротивления не выходят за уровень фоновых.

Для получения сети разрывов, соответствующей стадии полного разрушения, потребовалось 36 минут. Амплитуда смещения составила 19.5 см. Графики, построенные по результатам измерений R (таблица, Стадия 3 ПР 1-4), сопоставлены с графиками фонового поля. Отчетливо видно, что на уровне фонового поля выделяются максимумы, которые с обеих сторон сопровождаются минимумами. Максимумы расположены над крупным зияющим разрывом (рисунок, а), ширина которого равна 0.4–0.8 см. Строение аномалии связано с нарушением токовых путей на участке разрыва сплошности модели. Таким образом, при проведении по разработанной методике площадных исследований в модели могут выделяться крупные разрывы (рисунок, б), которые играют определяющую роль в строении разломной зоны на стадии полного разрушения.



Фотография модели на стадии полного разрушения:

а – выделение крупного зияющего разрыва по графикам электрического сопротивления, б – определение положения крупного разрыва по рисунку изолиний равных значений удельного электрического сопротивления.

Результаты проведенного исследования сводятся к следующему. Впервые для моделей из влажной глины, используемых в лабораторных условиях для воспроизведения процесса крупномасштабного разломообразования, отработана методика электропрофилирования, которая позволяет изучать поле кажущегося удельного электрического сопротивления, связанное с разрывными деформациями. В результате серии экспериментов по формированию сдвиговых дизъюнктивов установлено, что исследование строения разломной зоны на модели методом электроразведки возможно только на заключительной стадии полного разрушения. Крупные зияющие разрывы, представляющие зону сдвигообразования в этом случае, выделяются за счет значительного изменения поля удельного электрического сопротивления. Характер аномалии объясняется нарушением токовых путей на участке разрыва сплошности модели. С другой стороны, изучение ранней и поздней дизъюнктивных стадий разломообразования с помощью отработанной методики малоэффективно, так как мелкие и средние разрывы в поле удельного сопротивления практически не выделяются. Причина этого – недостаточная чувствительность использованной аппаратуры и высокий уровень помех.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ (№ 12-05-00322), а также программы фундаментальных исследований СО РАН (ОНЗ-7.6).

Литература

1. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах // ВИНТИ, 1986. С. 131.

2. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон // Тектонофизический аспект. Новосибирск: Гео, 2003. 242 с.
 3. Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 10.
 4. Якубовский Ю.В., Ренард И.В. Электроразведка: Учеб. для геофиз. спец., 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1991. 358 с.
 5. Электроразведка методом сопротивлений / Под ред. В.К. Хмелевского. М.: Изд-во МГУ, 1994. 159 с.
-

М.И. Копылов
ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск, Россия

ДЕСТРУКТИВНЫЕ ЗОНЫ ЛИТОСФЕРЫ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Дальневосточный регион занимает центральную часть северо-востока Азии и является областью перехода от континента к океану. Изучаемая территория расположена между двумя плитами: Евразийской и Северо-Китайской, в области сочленения двух суперскладчатых поясов – Центрально-Азиатского и Тихоокеанского. Эта структурная позиция определила тектоническую активность и особенность геодинамического режима изучаемой территории.

Как известно, механизм тектоники литосферных плит действует с позднего протерозоя. Одним из важных событий в развитии складчатого обрамления Сибирской платформы в позднем протерозое был распад суперконтинента Родиния (750–630 млн лет) и формирование Палеоазиатского океана. По анализу возраста офилитовых поясов в образовании океана важнейшей эпохой стал рубеж 570–550 млн лет, когда начали интенсивно развиваться дивергентные, конвергентные и трансформные границы литосферных плит. В пределах дивергентных границ в условиях спрединга или рифтогенеза происходило образование срединно-океанических хребтов с протяженными рифтовыми долинами, а также внутриконтинентальных рифтовых систем восточно-африканского типа. Здесь преобладали деформации растяжения.

При определении основных структур Дальнего Востока считается общепризнанным выделение Евразийской и Северо-Китайской литосферных плит, Аргунского, Буреинского, Ханкайского и Цзямусы террейнов с континентальным режимом развития с палеозоя и эпиконтинентальных орогенных поясов: Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского. Некоторые исследователи выделяют как отдельную структуру Охотско-Чукотский орогенный пояс. Наиболее крупными тектоническими единицами являются докембрийские террейны: Алдано-Становой, Становой, Гонжинский, Мамынский, Туранский, Малохинганский и ряд более мелких блоков, объединенных в составе Амурской плиты.

В настоящее время существующая структура тектонических плит в Дальневосточном регионе находит отражение в геофизических полях. В то же время рои, пояса очагов землетрясений располагаются по краевым частям крупных террейнов, микроплит и литосферных плит. Особенно четко по очагам землетрясений прослеживаются границы стыковки плит: Евразийской и Амурской, Филиппинской и Китайской, Филиппинской и Тихоокеанской. Границы Амурской и Северо-Китайской плит на карте очагов землетрясений прослеживаются только отдельными фрагментами, что указывает на разный геодинамический режим стыкующихся плит. В первом случае он носит весьма активный, а во втором – пассивный характер. Следует отметить наличие коровой сейсмичности в зонах субдукции, где концентрируются глубокофокусные землетрясения. В связи с этим можно предположить единый механизм образования очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии. Пространственная корреляция

литосферных и верхнемантийных (120–700 км) сейсмических структур имеет региональное распространение, локализуясь в структурах литосферных плит. При детальном рассмотрении распределения очагов землетрясений в пределах сечений (по вертикали и латерали) устанавливается, что это сложнопостроенные многоэтажные структуры. Близповерхностные и глубокофокусные очаги указывают на геодинамические процессы, происходящие в верхней части коры (5–10 км) и в мантии на глубине 100–700 км.

Монголо-Охотский орогенный пояс простирается в широтном направлении параллельно южной окраине Евразийской плиты. В этом орогенном поясе совместились байкальский, салаирский, каледонский, герцинский и среднемеозойский тектонические циклы. В восточной части пояса располагаются террейны палеозойских аккреционных комплексов и юрских турбидитовых бассейнов, которые сформировались в процессе закрытия Монголо-Охотского моря в результате коллизии между Евразийским континентом и Амурским микроконтинентом. Палеотектонический анализ позволяет выделить в палеозойской и мезозойской истории региона различные геодинамические обстановки, обусловленные характером взаимодействия литосферных плит. Полученные геологические данные с раннего палеозоя [3] указывают на существование Монголо-Охотского палеоокеана. В среднем палеозое геодинамическая обстановка соответствовала юной островной дуге, существующей вдоль северных окраин Гонжинского и Мамынского террейнов.

На геодинамику перемещения блоков в пределах Приамурья существенное влияние оказывает плитная тектоника. По данным спутниковых измерений [1–3], установлено, что Евразийская плита движется к востоку со скоростью 20–40 мм/год. Амурская плита движется по азимуту около ЮВ 120° со скоростью 6.3 мм/год. Корейско-Приморская плита, включая Японское и Восточно-Китайское моря, Юго-Западную Японию и часть территории северо-востока Китая к востоку от разлома Тан-лу, приобретает векторы направлений ЮВ 115–120° при скоростях от 15 до 40–50 мм/год. Охотоморская плита перемещается по направлению ЮВ150° со скоростью до 35 мм/год. Взаимодействие ее с Евразийской, Северо-Американской и Амурской плитами, вероятно, и определяет общую структуру геодинамического напряжения в этом регионе.

Н.А. Берзин [1] Монголо-Охотский аккреционный пояс рассматривает как ороклин складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона. В результате поперечного сжатия происходит его горизонтальное изгибание и замыкание на флангах. В моделях Л.М. Парфенова и Н.А. Берзина [1, 4] закрытие Монголо-Охотского бассейна сопровождалось крупноамплитудными левосторонними сдвигами. Этими сдвигами не были затронуты ареалы известково-щелочных батолитов, формирующихся в условиях сжатия. Обрамляющие их сдвиговые системы, вероятно, развивались в обстановке косоугольного сжатия или транспрессии, создавая благоприятные условия для локального рифтогенеза и щелочного магматизма.

По ДВ региону на основе гравиметрических карт в редукции Буге составлены карты напряжений. В Становом и Сихотэ-Алинском орогенных поясах, где имеет место широкое развитие гранитоидных масс, перемещения последних играют существенную роль в формировании рельефа на всем этапе тектономагматической деятельности. Алдано-Становой щит представлен Становым, Олекминским, Тындинским, Киранским, Тырканским, Учурским, Учуро-Майским кратонными террейнами и сопровождается одним из наиболее глубоких региональных гравитационных минимумов (до 100 мг), южная граница которого имеет серпообразную форму, ориентированную на север. На картах трансформаций гравитационного поля, выполненных с разным радиусом осреднения, мегаблок не испытывает выклинивания на глубину, что указывает на его глубинное заложение, уходящее корнями в верхнюю мантию. Литосфера мегаблока относительно других мегаблоков разуплотнена в среднем на 0.1 г/см^3 . В магнитном поле мегаблок выделяется в целом интенсивными преимущественно положительными

магнитными аномалиями. В пределах этой региональной аномалии ΔT выделяется ряд линейных аномалий, вытянутых цепочками (100–300 км) в северо-восточном направлении, имеющих в общем плане сегментообразную форму. По морфологии магнитных аномалий в северо-восточной части Алдано-Станового мегаблока выделяется кольцевая структура центрального типа с диаметром 500 км. Наиболее четко фиксируется ее южная часть, северная же выделяется неуверенно. Кроме центра первого порядка, в магнитном поле отдельными фрагментами проявляются концентры 2 и 3-го порядков. Так же цепочкой положительных магнитных аномалий отмечаются секторные разломы в центре кольцевой структуры.

Анализ гравитационного и магнитного полей, морфоструктур и геологических карт позволяет предположить, что их морфология отображает структуры верхней части кристаллического фундамента с наложенными процессами мезозойской тектономагматической активизации. В поле вертикальных напряжений мегаблок практически весь совпадает с отрицательными изолиниями, что свидетельствует о воздымании рельефа. Скорость вертикального поднятия с олигоцена по настоящее время оценивается в 1.5 мм/год [4]. Его воздымание, вероятно, связано с разуплотнением в мантии, так как наиболее интенсивное разуплотнение и отмечается в пределах Тыркканского, Тындинского и Олекминского кратонных террейнов. На активность этих террейнов указывают и очаги землетрясений, вытянутые цепочками в субширотном направлении и имеющие наибольшую интенсивность в проявлении очагов в западной части мегаблока. Мощность земной коры и литосферы здесь достигает максимальных величин (42–44 км и 120–160 км соответственно).

По данным результатов МТЗ, в пределах Алдано-Станового мегаблока выделяется два проводящих слоя. Первый слой выделяется на глубине 10–35 км, и в западной части профиля он медленно погружается на восток до 70 км, с увеличением сопротивления от 10 до 75 Ом·м на востоке. Второй слой картируется четко только на востоке на глубине 240–280 км. Природу первого проводящего слоя можно связать с гомогенизацией вещества на глубине, второго – с частично расплавленной астеносферой. Это предположение подтверждается наличием закартированных здесь многочисленных гранитоидов, проявлением процессов мезозойской тектономагматической активизации, наложенных на структуры докембрийского фундамента.

Литература

1. Берзин Н.А. Обстановки формирования магматических поясов в ороклинах складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск, 2007. С. 40–42.
 2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Современная геодинамика Евразии по результатам спутниковых измерений // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: Геос., 2003. Т. 1. С. 127–128.
 3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. С. 227–230.
 4. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриенко О.В. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1987.
-



Н.Ш. Кулдашев, С.Р. Жураев, Р.А. Умурзаков
Навоийский государственный горный институт,
Алмалыкский горно-металлургический факультет, Алмалык, Узбекистан

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ АКТИВНОСТИ И ЭЛЕМЕНТЫ КИНЕМАТИКИ РАЗЛОМОВ САУКБУЛАКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Саукбулакским районом нами условно названа часть территории Алмалыкского рудного поля, включающая водоразделы и долины саев Саукбулак, Кызата, Каульды. Она находится на северных склонах Кураминского хребта Тянь-Шаня. В геологическом строении принимают участие различные изверженные и осадочные горные породы палеозоя [1, 2]. Правый борт Саукбулакская на участке выше слияния с притоком Кштаусай слагают эффузивы верхнего силура – нижнего девона, представленные песчано-сланцевой толщей. Левый борт этого сая до места слияния с притоком Писталисай представляют интрузивные породы нижнего девона, известняки и доломиты позднего девона. Мезозойские отложения представлены отдельными обнажениями верхнего мела (водораздел Кызата-Саукбулак), встречаются вместе с палеогеновыми, которые залегают с ними согласно.

В пределах исследуемой территории наблюдаются фрагменты таких крупных разломов, как Бургундинский и Мисканский (рисунок). На рисунке приводятся примеры выраженности на земной поверхности различных форм, связанных с деформационными процессами в зонах разломов. Как и следовало ожидать, разломы представлены не одной линией, а серией субпараллельных, иногда кулисных разрывных нарушений с многочисленными ответвлениями. В зонах разломов отмечаются нарушения элементов рельефа в виде ступеней, деформаций или смещений террасовых поверхностей, изгибов русла водотоков, наличия цепочки обвально-оползневых дислокаций, проявления ключей, родников, приуроченных к простиранию разломов.

По Бургундинскому и Мисканскому разломам находятся в тектоническом контакте разные в морфологическом плане структуры. Участок к северу от Бургундинского разлома представляет собой горст-антиклинальную структуру (Кальмакырскую). Он относительно приподнят. Здесь отметки высот рельефа над уровнем моря достигают значений 1100–1200 м.

В этой части территории также известны разломы меньшего порядка – Карабулакский и Кальмакырский, широтного простирания. Кальмакырский разлом представляет собой взбросо-сдвиг с падением плоскости к югу под углом 65° [1].

Средний участок между Бургундинским, Мисканским, а также Колбулакским разломами является относительно опущенным. Это хорошо можно видеть с пункта наблюдения № 8 (рисунок), расположенного в водораздельной части между левым притоком и собственно саям Кызата. Отметки высот рельефа в средней части имеют значения 900–1000 м. На южном участке отметки высот достигают значений 1300–1700 м. Блок между отмеченными разломами в морфологическом отношении представляет грабен-синклиналь [1].

Зона Бургундинского разлома протягивается на участках изгиба русел саев Алмалык, Кызата, притоков Саукбулак, а в водоразделах Кызата-Саукбулак, Саукбулак-Ургаз выражена отдельными ступенями в рельефе. Судя по характеру изгибов русел (долин) саев можно отметить левосдвиговое смещение по разлому. Видимая амплитуда этого смещения, по предварительной оценке, может составлять от 0.1 до 1.0 км. В отдельных участках Бургундинского и Мисканского разломов наблюдаются родниковые источники.

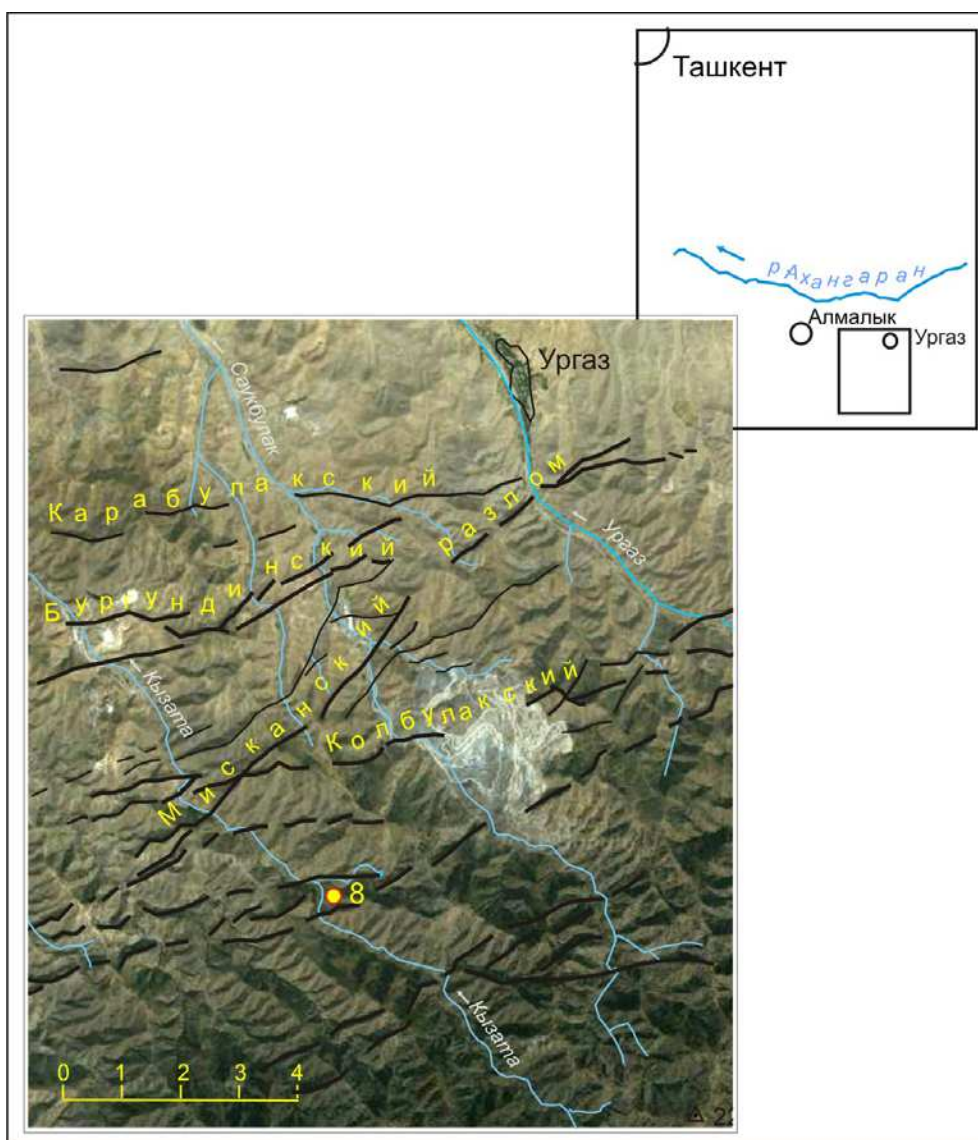


Схема проявления в рельефе элементов отдельных разрывных нарушений.

В результате проведенного анализа полученных данных установлено, что основными формами проявления разрывных нарушений служат нарушения элементов рельефа: ступени в рельефе с деформацией или со смещением террасовых поверхностей, изгибами русел водотоков, наличие цепочки обвально-оползневых дислокаций, проявления ключей, родников, приуроченных к простираению разломов. Все отмеченные признаки свидетельствуют о новейшей активности тектонических блоков, составляющих крылья разломов. Для получения наиболее полной информации о разрывных нарушениях необходимо продолжать исследования по изучению новейшей тектоники района с реконструкцией полей тектонических напряжений. Полученные данные имеют важное значение для рационального и безопасного ведения горных работ.

Литература

1. Якубов Д.Х. Разломы юго-западной части Кураминского хребта. Ташкент: Фан, 1970. 184 с.
2. Королев А.В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент: Фан, 1970. 280 с.

О.А. Кучай

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОКРЕСТНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С МАГНИТУДОЙ, БЛИЗКОЙ К 7

Для реконструкции современного поля напряжений за счет афтершоковых последовательностей Алтайского (27 сентября 2003 г. 11 час. 33 мин, $M=7.3$, $\varphi=50.061^\circ$, $\lambda=87.966^\circ$), Бусийнгольского (27 декабря 1991 г., $M=6.5$, $\varphi=51.1^\circ$, $\lambda=98.13^\circ$) и Маркансуйского (11 августа 1974 г., $M=7.3$, $\varphi=39.4^\circ$, $\lambda=73.9^\circ$) землетрясений, использовался программный комплекс МКА Ю.Л. Ребецкого [3, 4]. В настоящей работе рассматриваются результаты работы алгоритма МКА первого этапа и анализируются особенности реконструкции ориентации главных осей напряжений, а также параметры, определяющие тип напряженного состояния (геодинамический режим), коэффициент Лоде-Надаи. Наряду с этим, рассмотрены сейсмоструктурные деформации по данным механизмов очагов землетрясений, произошедших до вышеперечисленных сильных событий по методике [6]. Вспарывание в очагах трех сильных землетрясений начиналось в пределах условной границы, разделяющей положительные и отрицательные величины деформаций в поле широтной, меридиональной и вертикальной компонент сейсмоструктурных деформаций.

В расчетах по программе МКА использовались механизмы 43 афтершоков Бусийнгольского землетрясения (1991–1994 гг., $M=3.3-5.3$), 225 афтершоков Алтайского землетрясения (2003–2007 гг., $M=3.3-6.7$) и 58 – Маркансуйского (1974–1975 гг., $M=4.4-6.6$), определенные по методике [1, 9]. При создании каталогов для расчета преимущество отдавалось параметрам механизмов очагов сильных афтершоков, полученных в Гарвардском центре.

Доля определенных механизмов афтершоков Алтайского события с магнитудами 3.3–4.5 от общего количества повторных толчков с этими же магнитудами составляет 40 %, с $M=5.0-6.7$ – 91 %, Бусийнгольского события с $M=3.3-4.3$ – 27 %, с $M=4.4-5.3$ – 67 %, Маркансуйского с $M=4.4-6.6$ – 60 %. Высокий процент определенных механизмов афтершоков позволяет говорить о достоверности при восстановлении поля напряжений по очагам сильных событий. Уменьшение процентного отношения определенных механизмов более слабых повторных толчков к общему количеству землетрясений понижает надежность восстановленных полей напряжений.

Результатом реконструкции первого этапа явились наборы карт напряженного состояния по повторным толчкам, полученные за счет афтершоков для разных магнитудных диапазонов.

Остановимся на особенностях Бусийнгольского землетрясения и его афтершоков. Механизм очага Бусийнгольского землетрясения – сдвиговый. Простираемость плоскости разрыва в данном случае соответствует линии вытянутости афтершоков [8] и механизму очага землетрясения. Ориентация осей максимальных девиаторных напряжений сжатия, рассчитанная по наиболее сильным афтершокам Бусийнгольского землетрясения с $M \geq 4.4$, сохраняет северо-восточное–юго-западное направление практически по всей афтершоковой области, согласуется с ориентацией оси Р механизма очага самого главного землетрясения и с региональным полем напряжений, полученным по землетрясениям, произошедшим в течение нескольких десятков лет в районе Белино-Бусийнгольской впадины и ее окружении [5]. Поля промежуточных осей и осей растяжения характеризуются однонаправленным простираем: в первом случае наблюдается падение осей к СЗ, во втором случае к ЮВ под средними углами к горизонту. Коэффициент Лоде-Надаи меняется в узком диапазоне значений от 0.2 до –0.2. Тип напряженного состояния соответствует сжатию для всей афтершоковой области.

По афтершокам малых магнитуд ($3.3 \leq M \leq 4.3$) выделяются блоки, в пределах которых ориентация осей главного сжатия имеет СВ направление с погружением к северо-востоку, а также СЗ направление с преимущественным погружением к юго-востоку (области южнее плоскости разрыва). Оси σ_2 преимущественно близширотные и на небольшой территории в северной части области афтершоков – близвертикальные. Оси σ_1 северо-западного простирания падают к ЮВ, юго-западного простирания – к СВ. Значения коэффициента Лоде-Надаи показывают, что вид напряженного состояния соответствует сдвигу и сдвигу со сжатием. Локальное поле напряжений менее однородно, чем по повторным толчкам больших магнитуд, и имеет разную ориентацию осей максимальных девиаторных напряжений по обе стороны предполагаемого близвертикального разрыва.

Механизм очага Алтайского землетрясения также сдвиговый. Только плоскость, падающая к СВ, согласуется с положением эпицентра и соответствует плоскости разрыва, вышедшей на поверхность [7]. Восстановленные оси максимальных девиаторных напряжений сжатия по механизмам афтершоков Алтайского землетрясения с $M \geq 4.6$ имеют субмеридиональное близгоризонтальное простирание характерное для напряжений сжатия на территории этого района [5], и соответствуют азимуту оси сжатия сброшенного напряжения Р главного землетрясения. К востоку от эпицентра на небольшой территории встречаются оси σ_3 северо-западного простирания. Промежуточные оси близвертикальны, на востоке оси имеют средние углы с вертикалью и погружение их достаточно хаотичное. Ориентация осей максимальных девиаторных напряжений растяжения – субширотная с погружением к западу, на востоке от эпицентра главного толчка – к юго-западу. Преимущественные направления напряжений σ_1 характеризуют региональное поле и согласуются с геотектонической обстановкой в регионе [5]. Значения коэффициента μ_0 свидетельствуют о том, что вид тензора напряжений близок к сдвигу со сжатием на западе, далее на восток становится практически одноосным сжатием и восточнее эпицентра – чистым сдвигом. Тип напряженного состояния соответствует в основном сдвигу.

По механизмам энергетически более слабых событий ($3.3 \leq M \leq 4.5$) восстановленное поле напряжений позволяет выделить объемы земной коры уже с дифференцированной ориентацией осей максимального сжатия. Положение предполагаемой плоскости разрыва в поле локальных напряжений отделяет области с разной ориентацией осей главных напряжений. Такая картина не наблюдается, если поле напряжений получено по механизмам сильнейших афтершоков, хотя некоторые изменения в ориентации происходят в крыльях раздвоенного восточного окончания разрыва.

Третье землетрясение – Маркансуйское, характеризуется сдвиговой подвижкой в очаге. Ориентация осей максимальных девиаторных напряжений сжатия, рассчитанных по сильным афтершокам с $M \geq 4.4$, сохраняет направление север-юг по всей афтершоковой области, согласуется с ориентацией оси Р механизма очага главного землетрясения. Оси растяжения везде имеют субширотное простирание с падением к западу, согласуясь с простиранием оси Т Маркансуйского очага, промежуточные оси девиаторных напряжений – близвертикальны. Коэффициент Лоде-Надаи меняется от 0.2 до –0.6. Тип напряженного состояния соответствует сдвигу, растяжению со сдвигом, сжатию со сдвигом. По обе стороны плоскости разрыва поле напряжений не меняется.

Таким образом, однородность поля напряжений в случае Бусийнгольских повторных толчков проявляется с участием механизмов афтершоков меньших магнитуд ($5.0 > M \geq 4.4$), чем в очаговой области Алтайского ($6.7 > M \geq 4.6$) Полученная ориентация осей максимального девиаторного сжатия и растяжения по очагам афтершоков демонстрирует меньшую упорядоченность по мере уменьшения магнитуд сейсмических событий. Повидимому, на формирование очагов более слабых событий оказывают влияние более мелкие неоднородности земной коры. Несоосность в ориентации главных осей

напряжений, полученных за счет механизмов афтершоков разных магнитуд, может свидетельствовать об отсутствии подобия поля напряжений разных масштабных уровней.

Из работ Д.Н. Осокиной [2] известно, что появление разрыва приводит к перестройке поля напряжений по обе его стороны, поэтому вторичные нарушения, т.е. афтершоки, могут иметь механизмы, отличные от главного события. Поля напряжений по слабым Алтайским и Бусийнгольским афтершоковым последовательностям обнаруживают свойство изменения ориентации осей главных напряжений по разные стороны сдвиговых разрывов. Ориентация осей максимального девиаторного напряжения за счет сильных повторных толчков, соответствующая региональному полю напряжений, не меняется вблизи области плоскости разрыва исследованных сильных землетрясений.

Выражаю искреннюю благодарность Ю.Л. Ребецкому за предоставленную программу восстановления напряженно-деформированного состояния по механизмам очагов землетрясений.

Работа была выполнена при частичной поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 90 и проекта РФФИ № 10-05-01042.

Литература

1. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.

2. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74–119.

3. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмостектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.

5. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Сычева Н.А. Метод катакластического анализа разрывных нарушений и результаты расчетов современного напряженного состояния в коре вблизи границ плит и для внутриплитных горно-складчатых орогенов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 392–400.

6. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.

7. 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.: ИФЗ РАН, 2004. 112 с.

8. Филина А.Г. Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения Северной Евразии в 1993 г. М.: НИИ-Природа, 1999. С. 65–68.

9. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14–23.



О.А. Кучай

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия*

ХАРАКТЕР СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ И ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЗИИ

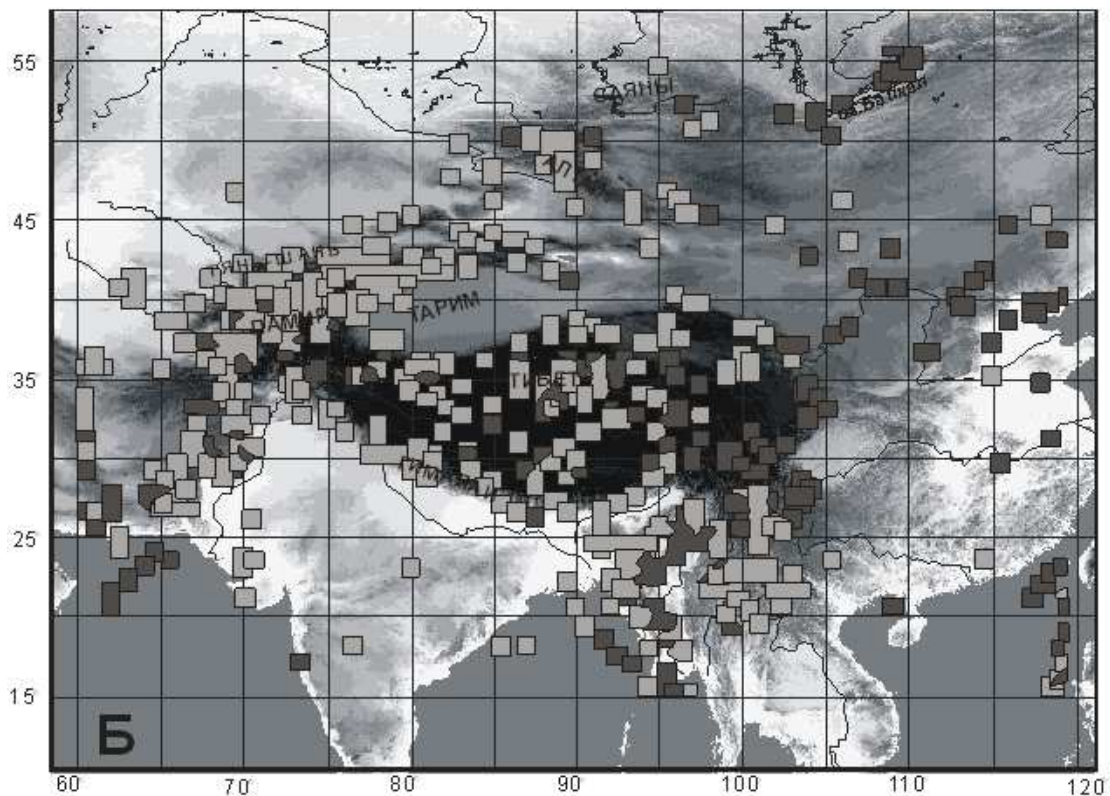
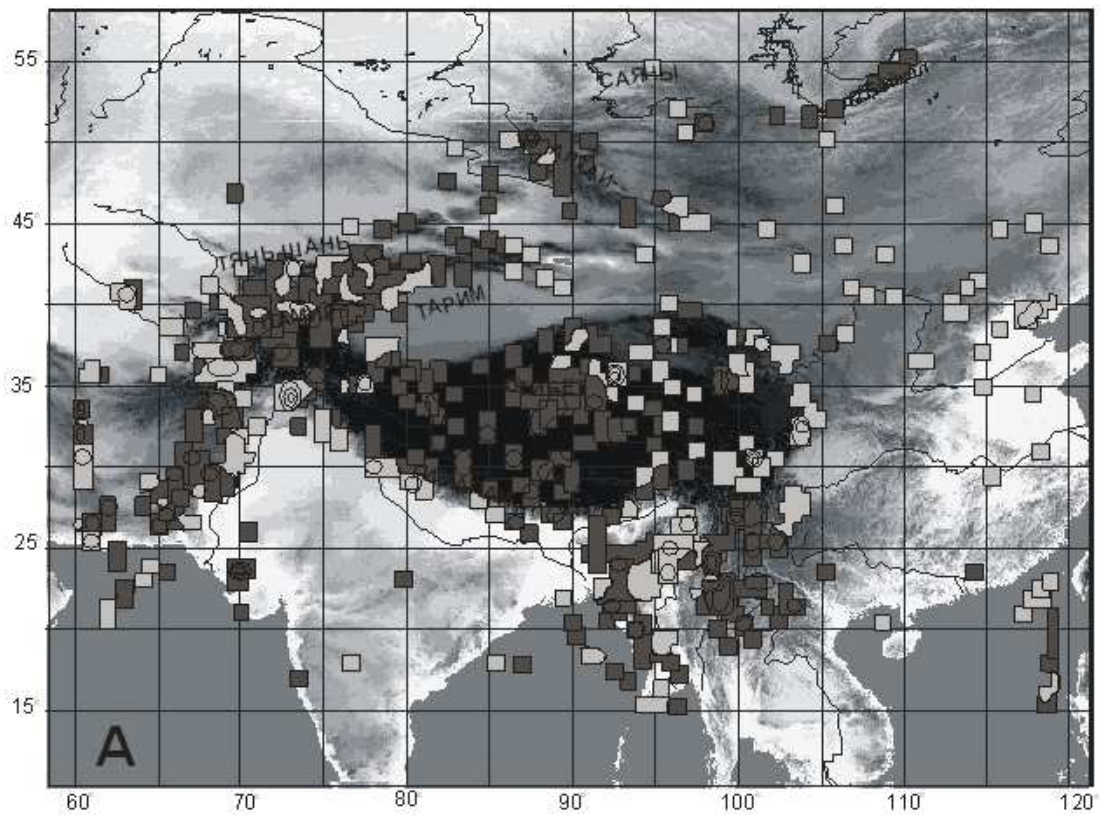
Работа посвящена особенностям сейсмостектонических деформаций по данным параметров механизмов очагов коровых землетрясений, произошедших в разных геодинамических условиях. Район исследования включает в себя Тянь-Шань, Таримский массив, Тибет, Памиро-Каракорум, Куньлунь, Алтай, Саяны. Можно назвать ряд работ по анализу ориентации осей сейсмостектонических деформаций и напряжений [1–6] в этом районе. В данной работе рассмотрим только вертикальную, меридиональную и широтную компоненты деформаций по методу [2, 7], где деформирование объемов земной коры при

смещениях частиц среды по разноориентированным разрывам в очагах землетрясений характеризуется тензором СТД, равным сумме тензоров сейсмических моментов всех землетрясений, возникших в единице объема за определенный промежуток времени. Деформация тех участков, где, наряду со слабыми, возникли и сильные землетрясения, определяется в основном последними. В силу того, что сейсмический момент землетрясения пропорционален величине подвижки по разрыву и площади разрыва, он является естественным весом при изучении деформаций. Более того, именно сильные землетрясения собственно и определяют направление сейсмического течения в региональном плане, тогда как умеренные и слабые события «чутко» реагируют на локальные особенности строения среды на другом масштабном уровне. Там, где отсутствовали сильные землетрясения, приходится довольствоваться умеренными ($4.9 < M < 5.6$).

Сейсмотектонические деформации получены по данным о механизмах очагов 1007 землетрясений (СМТ catalog, Harvard) с $M=4.9-8.0$, произошедших на исследуемой территории с 1976 по 2008 г. В связи со сравнительно небольшим количеством землетрясений для значительной территории и неравномерным их распределением в пределах района, был выбран достаточно большой размер площадки осреднения ($1^\circ \times 1^\circ$, с шагом 0.5°), что позволило получить сглаженную картину сейсмотектонического деформирования.

Результаты расчета сейсмотектонических деформаций по данным сильных и умеренных землетрясений ($M > 4.9$) показывают, что вертикальная компонента деформаций, отражая тип подвижки в очагах, соответствует геологической ситуации в каждом регионе и связана с особенностями строения. Так, в условиях орогена сейсмические события характеризуются преимущественно надвиговыми и сдвиговыми подвижками. В Байкальской рифтовой зоне по узким каналам происходит растекание пластичного вещества мантийной астеносферы у подошвы земной коры [8]. Под действием гравитации кора растягивается с возникновением рифтовых впадин, в пределах которых формируются очаги сбросового типа. По данным Е.Е. Милановского [9], в западной части Тибета происходит развитие рифтогенных грабенов, входящих в единый парагенез структур сжатия и ориентированных соответственно в направлении сжатия на ССВ. В этой же работе также подчеркивается, что под южной частью Тибета существует крупный мантийный диапир, что сопровождается развитием субмеридиональных грабенов и растяжением верхних горизонтов коры. Существование Тибетского плюма подтверждается работой [10]. В этой части Тибета происходят землетрясения сбросового и сдвигового типов. В условиях орогена сейсмические события характеризуются преимущественно надвиговыми и сдвиговыми подвижками. Проявление пространственной связи между характером деформаций в крупных приповерхностных геодинамических структурах Центральной Азии и в среднекоровом сейсмоактивном слое (по механизмам сильных, $M > 4.9$, землетрясений), указывает на унаследованность тектонических процессов в верхней коре и прослеживается до глубин 10–30 км.

В то же время по горизонтальным компонентам сейсмотектонических деформаций, полученным по данным механизмов очагов сильных землетрясений, выделяется граница, проходящая в пределах 95–100-го меридиана и разделяющая район исследования на две зоны: западную и восточную (рисунок). Земная кора западной части района испытывает деформации преимущественно меридионального укорочения и широтного удлинения, восточной части – меридионального удлинения и широтного укорочения. Таким образом, выделяется условная граница, проходящая между 95 и 100-го меридианами и, по-видимому, связанная с давлением Индийской плиты с юга в северном направлении и Охотоморской и Филиппинской плит с востока в западном направлении. Эта условная граница является зоной контакта двух основных направлений горизонтального давления на Азиатский континент. Эта граница свидетельствует о предельной зоне влияния Индийской плиты.



Сейсмотектонические деформации исследуемой территории.

А – широтная компонента сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений. Темным цветом показаны области удлинения, светлым – укорочения.

Б – меридиональная компонента сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений.

Полученные нами данные по сеймотектоническим деформациям сопоставлялись с широтной и меридиональной компонентами, рассчитанными по материалам космической геодезии и приведенными в статье [11]. Район исследования был разбит на блоки, оконтуренные крупными разломами. В пределах каждого блока рассчитывались компоненты плоского тензора деформаций. Предварительно было снято жесткотельное вращение плиты. Западная часть района характеризуется широтным удлинением и меридиональным сокращением, что прекрасно согласуется с сейсмологическими материалами. В восточной части исследуемой территории также обнаружено совпадение в деформировании поверхностных и глубинных объемов земной коры: широтное укорочение и меридиональное удлинение. Выделенная по сейсмологическим данным условная граница подтверждается и на материалах, рассчитанных по GPS.

Далее детально рассмотрено разделение Алтае-Саянской горной области на две зоны с разной ориентацией осей сжатия, восстановленных по данным механизмов очагов землетрясений. Для реконструкции современного поля напряжений Алтае-Саянской области по методу [6, 12, 13] использованы механизмы очагов землетрясений, произошедших в 1963–2008 г. ($M=3.3-7.3$). Ранее было получено региональное поле напряжений для района исследования [14, 15].

Первый этап метода [13] позволяет восстановить ориентацию главных осей напряжений, тип напряженного состояния, коэффициент Лоде-Надаи, коэффициент *Ranz*, показывающий соосность главных осей напряжений и деформаций. Коэффициент Лоде-Надаи, показывающий тип напряженного состояния с точностью до сложения с гидростатическим давлением, изменяется от -1 до $+1$.

Обработка параметров механизмов очагов землетрясений по методу [6] производилась в узлах сетки $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Формирование однородных выборок было осуществлено для квазиоднородных доменов. Число событий в однородной выборке было не менее четырех.

В расчетах использовались данные 770 землетрясений и афтершоков, определенных по методике [2, 16], с использованием регионального годографа, рассчитанного [17] для Алтае-Саянской области. Для эпицентральных расстояний более 800 км тип волны определялся по годографу Джеффриса-Буллена. Из-за отсутствия надежного расчета глубин очагов в АСО глубина принималась равной 15 км. Результатом реконструкции явились наборы карт напряженного состояния.

Ориентации осей максимального девиаторного сжатия такова: в западной части Алтае-Саянской области, включающей западную часть Горного Алтая, Зайсанскую впадину и ее горное обрамление, преимущественное направление близгоризонтального сжатия – СЗ. Восточная часть Горного Алтая, вплоть до Шапшальского хребта, характеризуется субмеридиональным сжатием либо близгоризонтальным, либо с падением к югу. В Монгольском Алтае ориентация осей максимального девиаторного сжатия совпадает с СЗ простираением геологических структур. Восточнее Шапшальского хребта, в Восточных и Западных Саянах ориентация осей становится СВ; наблюдается погружение этих осей к СВ. Южнее Саян в хребтах Танну-Ола ориентация осей сжатия – СВ, но более южные участки земной коры находятся в условиях субмеридионального сжатия. Южнее и восточнее от хребта Сенгилен земная кора характеризуется как субширотным сжатием, так и сжатием СЗ направления. Таким образом, меняется горизонтальная ориентация осей максимального девиаторного сжатия от СЗ на западе до СВ и близширотной на востоке Алтае-Саянской области.

Полученный вывод о разделении района на две зоны с СЗ ориентацией осей Р на западе и СВ на востоке был получен ранее по данным параметров механизмов очагов землетрясений и при расчете сеймотектонических деформаций [18, 19]. Восстановление полей напряжений методом катакластического анализа позволило провести районирование территории по типу напряженного состояния и уточнить ориентацию осей максимального девиаторного сжатия и растяжения.

Работа была выполнена при частичной поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 76 и проекта РФФИ № 10-05-01042.

Литература

1. Гущенко О.И., Степанов В.В., Сим Л.А. Направление действия современных мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 556–559.
2. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С.14–23.
3. Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1988. 230 с.
4. Петров В.А., Niu Anfu, Смирнов В.Б., Мострюков А.О., Li Zhixiong, Пономарев, Jiang Zaisen, Shen Xuhui. Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая // Физика Земли. 2008. № 10. С. 101–112.
5. Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А., Михайлова Р.С., Васильева О.Н. Сеймотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии // Физика Земли. 1982. № 10. С. 90–102.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
7. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.
8. Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.H., Kojevnikov M.V. Lithospheric structure of the Mongolian-Siberia mountainous province // J. Geodynam. 1990. № 11. P. 327–342.
9. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М.: Недра, 1991. 148 с.
10. Погребной В.Н., Сабитова Т.М. Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности высокой Азии в региональных геофизических полях // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1532–1542.
11. Li Yanxing, Hu Xikang, Shui Ping, Ge Liangquan, Hudng Cheng, Zhu Wenyao, Hu Xiaogong The current strain fields in the continent of China and its adjacent areas from GPS measurement results // Proceeding of the Fourth Workshop, 14–19 May 2001. P. 113–123.
12. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.
13. Ребецкий Ю.Л. Мониторинг напряженного состояния афтершоковой области Спитакского землетрясения // ДАН. 2001. Т. 375, № 2. С. 239–244.
14. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Тектонические напряжения земной коры Алтая и Саян // Сборник материалов конференции «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов». 2007. С. 150–154.
15. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Сычева Н.А. Метод катакластического анализа разрывных нарушений и результаты расчетов современного напряженного состояния в коре вблизи границ плит и для внутриплитных горно-складчатых орогенов // Материалы докладов «Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле». М.: ИФЗ РАН, 2009. Т. 1. С. 358–384.
16. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
17. Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 159–169.
18. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 20–30.
19. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сеймотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692–723.



В.В. Лыкова^{1,2}

¹ ФГУНПП «Иркутскгеофизика», Иркутск, Россия

² НИ ИрГТУ, Иркутск, Россия

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ ОГТ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Развитие и структурное положение Байкальского рифта определяются в первую очередь его связью с зоной сочленения двух главных литосферных мезоплит Восточной Сибири – докембрийского Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса [4]. В разные годы проводилось изучение разломно-блокового строения и напряженного состояния земной коры Баргузинского рифта на позднекайнозойском этапе развития [6].

В настоящей работе представлены некоторые результаты сейсмических исследований, выполненных в южной части Баргузинской впадины с рассмотрением структурно-тектонических особенностей района.

При геологической интерпретации сейсмических материалов использовалась информация об этапности кайнозойского осадконакопления по Н.А. Логачеву [5] и материалы работ по проекту «Байкал-бурение» [1–3].

Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов временных разрезов выполнена на основании сопоставления формы записи реальных разрезов с модельными, полученными по псевдокривой АК, рассчитанной из каротажа ПС в скважине 1-Р. При пересчете кривой ПС в АК принято соответствие минимальных значений кривой ПС (песок) значению скорости 1800 м/с (555 мкс/м), а максимальных (глина) – 2500 м/с (400 мкс/м).

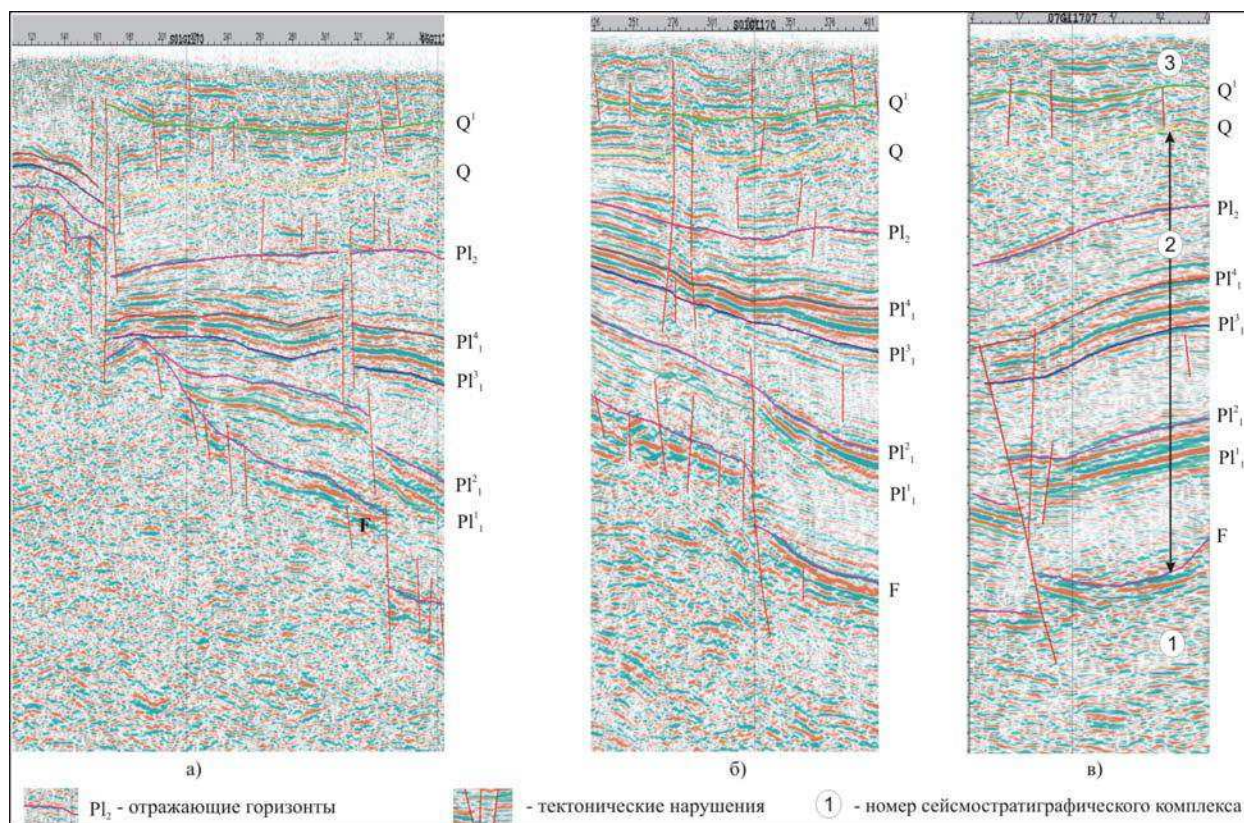
В результате привязки выделено три сейсмостратиграфических комплекса. Первый, нижний, соответствует отложениям донеогенового возраста (предположительно фундамент), второй, слоистый, комплекс расчленен на два: нижний – верхнемиоценового–нижнеплиоценового возраста, верхний – верхнеплиоценового (или верхнеплиоценового–нижнечетвертичного). Третий, верхний, комплекс – четвертичные и современные отложения. При выделении и прослеживании отражающих горизонтов осадочного чехла были использованы элементы сейсмостратиграфии, а именно:

- выделение региональных поверхностей несогласий по отражениям, образующим схемы налегания и прилегания;
- экстраполяция этих отражений по всем профилям площади на те участки, где они совпадают с поверхностями, характеризующимися согласным залеганием;
- выявление зигзагообразных сочленений или угловых несогласий между синхронными сейсмостратиграфическими подразделениями меньших порядков, таких как границы между склоновыми системами, веерными дельтами и озерным накоплением;
- выявление небольших угловых несогласий между отдельными отражениями.

По рассмотренным критериям выделены и пропикированы (получены значения t_0 в мс – время прослеживания горизонтов на разрезе) восемь отражающих горизонтов. В центральной части грабена отражающие горизонты достаточно динамически выражены и опознаются практически непрерывно в прибортовых частях, в зонах тектонических нарушений и в верхней части разреза корреляция затруднена.

Для изучения характера волнового поля, при наличии тектонических дислокаций в разрезе, выполнено сейсмическое моделирование. При этом рассмотрены следующие типы разрывов: вертикальный и наклонный сбросы, взброс и надвиг и определены особенности их отображения в волновом сейсмическом поле. По характерным признакам выделены тектонические нарушения различного типа и амплитуды смещения. Наиболее крупные из них (по протяженности и амплитуде с углами падения от 75 до 90°)

приурочены к северо-западному борту впадины. Один из разломов северо-восточного простирания, по всей вероятности, принадлежит к системе кулисообразно расположенных сбросовых уступов, отделяющих впадину от Шаманского отрога Баргузинского хребта (рисунок, *а*). Амплитуда его смещения, в пределах профиля 07, точка ОГТ 160, составляет 300 м. В восточной части основного грабена (профили 07, точка ОГТ 335, 01– ОГТ 150 и 09 – ОГТ 330 – рисунок, *а*, *б*) выделяется зона близкорасположенных ступенеобразных нарушений север-северо-восточного направления в виде сбросов с амплитудой смещения 150–200 м. На профиле 06, точка ОГТ 15 выделяется нарушение типа взброса, с амплитудой смещения порядка 100 м (рисунок, *в*).



Примеры выделения тектонических нарушений на временных разрезах по профилям.
а – 07; *б* – 09; *в* – 06.

В результате проведенной корреляции и выделения тектонических дислокаций построены структурные карты горизонтов, соответствующие поверхности первого сеймокомплекса F, отражающим горизонтам Pl_1^1 , Pl_1^2 , Pl_1^3 , Pl_1^4 второго комплекса нижнего подкомплекса, верхнего подкомплекса Pl_2 и горизонту Q третьего сеймокомплекса. Структурный план поверхности фундамента представляет сложноустроенное тектоническое понижение (днище, депрессия или ванна прогибания) и ограничивающие его прибортовые структуры. Кроме основной впадины выделяются частные впадины (грабены) и разделяющие их межвпадинные перемычки.

С целью изучения истории геологического развития площади работ проведен палеотектонический анализ сеймостратиграфических комплексов, выделяемых в разрезе. Для этого построены палеотектонические профили выравнивания (палеоразрезы), позволяющие выполнить анализ структурных морфогенетических соотношений в разрезе во время осадконакопления, и несколько разновидностей палеотектонических графиков, характеризующих тектонические процессы, происходившие на конкретных участках.

В результате проведенных исследований установлено, что для изучения структурно-тектонического строения Байкальской рифтовой зоны и восстановления

условий осадконакопления целесообразно использовать сейсморазведку методом ОГТ с применением соответствующих систем наблюдений.

Литература

1. Бухаров А.А. Кайнозойское развитие Байкала по результатам глубоководных и сейсмостратиграфических исследований // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 98–107.
2. Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. 1995. № 3. С. 46–58.
3. Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т.И. и др. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 1–2. С. 8–34.
4. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.
5. Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
6. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и поля напряжений земной коры Баргузинского рифта в позднем кайнозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 775–789.



М.Г. Мельников¹, Баяраа Гангаадорж²

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия.

² Исследовательский центр астрономии и геофизики
Монгольской академии наук, Улаанбаатар, Монголия

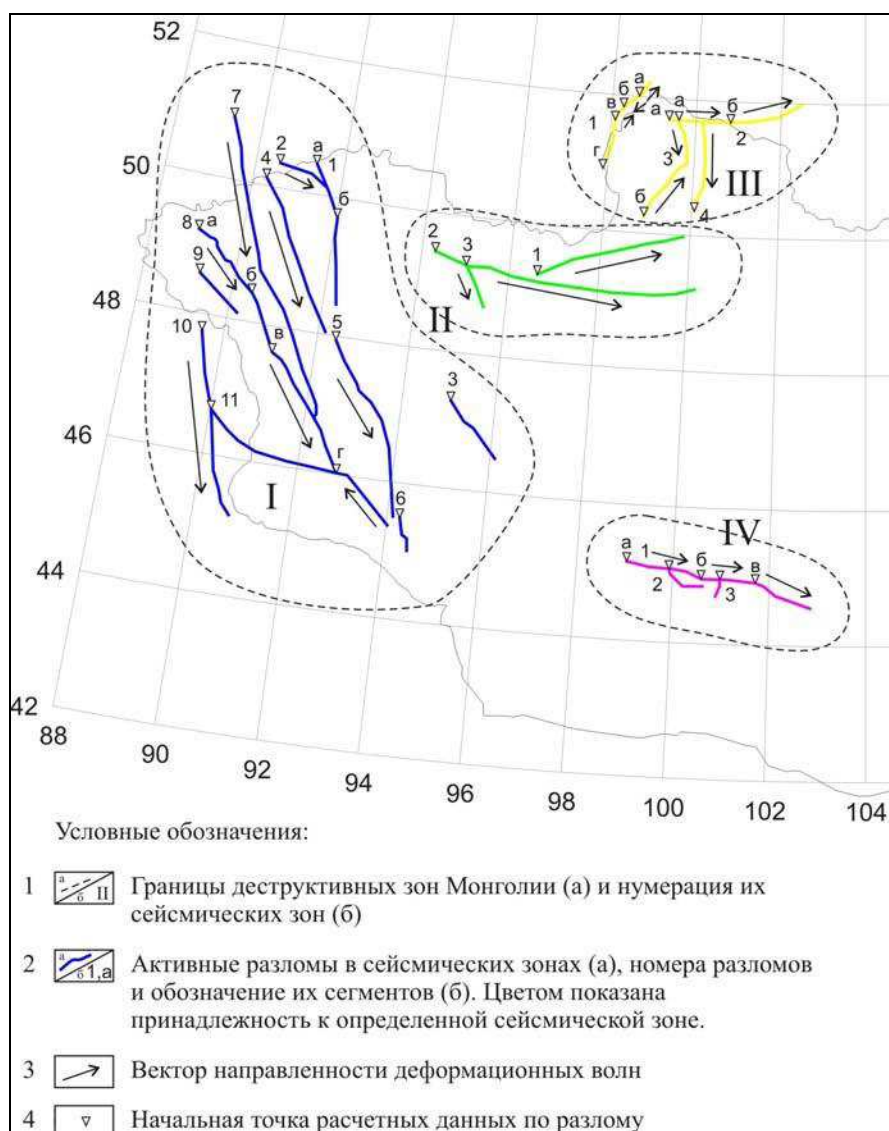
СЕЙСМОАКТИВНЫЕ ДЕСТРУКТИВНЫЕ ЗОНЫ МОНГОЛИИ И ТРИГГЕРНЫЕ ВОЛНОВЫЕ МЕХАНИЗМЫ ИХ АКТИВИЗАЦИИ

В соответствии с работой [1], сейсмическая зона – территория в тектонически активной области, ограниченная контуром, внутри которого за заданный интервал времени количество сейсмических событий с $M > 3$ ($K > 9$) выше первого десятка (или не ниже определенной статистически значимой величины). Внешний контур сейсмической зоны должен проводиться по изолинии, соответствующей плотности ощутимых землетрясений с $M \geq 3$ не менее трех событий на заданную площадь. Сейсмическая зона может рассматриваться как самостоятельная структурная область литосферы. Ее образуют линейно вытянутая зона современной деструкции литосферы (концентратор наиболее сильных землетрясений) и окружающие зону разноранговые разломы, многие из которых одно- или многократно в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) селективно вовлекались в кратковременный процесс активизации [1].

Короткопериодная активизация разрывов в реальном времени и пространственно-временная локализация очагов землетрясений в деструктивных зонах [2] возбуждаются деформационными волнами, которые рассматриваются как триггерный механизм нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы, находящейся под постоянным воздействием регионального поля напряжений. Доказательства наличия деформационных волн приведены в работах [3, 4 и др.].

По методике [4] изучена специфика пространственно-временных локализаций очагов землетрясений по основным сегментам сейсмических зон Монголии и их активным разломам. Данные по очагам землетрясений взяты из NEIC и дополнены Баяраа Гангаадорж. Их обработка по методике [4] позволила получить векторные скорости миграций очагов землетрясений в зонах сейсмоактивных разломов, а также вычислить периоды и длины деформационных волн, возбуждающих активизации.

В Монголии [5–7] выделяется несколько сейсмических зон, часть из которых нами изучена: Монголо-Алтайская (зона I), Болнайская (зона II), Хубсугульская (зона III), Гоби-Алтайская (зона IV). В каждой из них отмечается ряд наиболее крупных активных разломов (рисунок).



Карта сейсмических зон Монголии.

Оцененные авторами параметры деформационных волн, характерные для наиболее крупных сейсмоактивных разломов, приведены в таблице.

Для определения принадлежности сейсмических событий к конкретным разломам принимались области их динамического влияния шириной 20 км в обе стороны от обозначенных на карте осевых линий. Понятие области динамического влияния описывается в работе [8]. Выборка для составления графиков и оценки параметров деформационных волн и периодичности активизаций разломов содержит события с $K \geq 10$. Группировка событий в областях динамического влияния разломов в координатах «время–место» чаще всего характеризуется высокими коэффициентами корреляций R , что свидетельствует о закономерной тенденции последовательного расположения эпицентров событий по простиранию разломов. В случаях низких значений R данные интерпретируются неоднозначно и из анализа исключаются. Как видно из таблицы, преобладающее направление деформационных волн во всех сейсмических зонах Монголии – с запада на восток (рисунок). Эти же векторы определяют тенденцию локализации очагов землетрясений в зонах активных разломов и подвижки по ним.

В работе Ю.В. Ризниченко [9] показана билогарифмическая зависимость смещения по разлому от магнитуды землетрясения. На основе графика и табличных данных [9] о параметрах очагов коровых землетрясений получены теоретические, как правило,

минимальные величины подвижек для каждого разлома. Их сравнение с конкретными натурными наблюдениями [10, 11] показывает, что в реальной природной обстановке смещения гораздо больше.

Сейсмические зоны Монголии и параметры деформационных волн

Сейсмическая зона	Номер разлома по каталогу и его протяженность, км	Длина волны, км	Скорость волны, км/год	Период волны, год	Преобладающие направления волн
Зона I (Монголо-Алтайская)	1а (95.8)	-	-	-	-
	1б (143.7)	-	-	-	-
	2 (86.3)	31.02	1.88	16.5	запад-восток
	3 (120.8)	-	-	-	-
	4 (271.4)	78.87	2.39	33	запад-восток
	5 (312.2)	113.9	3.71	30.7	запад-восток
	6 (58.2)	-	-	-	-
	7 (516.5)	141.9	4.3	33	запад-восток
	8а (143.4)	135	5	27	запад-восток
	8б (101.7)	-	-	-	-
	8в (235.4)	-	2.75	-	запад-восток
	8г (114.5)	-	2.08	-	восток-запад
	9 (88.6)	-	-	-	-
	10 (309.3)	73.14	3.18	23	запад-восток
11 (239)	-	-	-	-	
Зона II (Болнайская)	1 (247)	53.76	3.36	16	запад-восток
	2 (234.3)	157.04	6.04	26	запад-восток
	3 (74.1)	-	0.79	-	запад-восток
Зона III (Хубсугульская)	1а (27.1)	-	0.58	-	запад-восток
	1б (33.1)	9.87	0.39	25.3	восток-запад
	1в (23.9)	18.72	0.72	26	запад-восток
	1г (80.7)	-	-	-	-
	2а (101.8)	24.44	0.47	52	запад-восток
	2б (120.5)	39.9	1.14	35	запад-восток
	3а (75.9)	32.8	1.6	20.5	запад-восток
	3б (111.1)	-	2.16	-	запад-восток
4 (150.4)	32.85	1.46	22.5	восток-запад	
Зона IV (Гоби-Алтайская)	1а (126.5)	34.32	1.32	26	запад-восток
	1б (88.3)	22.62	1.04	21.75	запад-восток
	1в (99.9)	28.9	1.23	23.5	запад-восток
	2 (68.7)	-	-	-	-
	3 (27.4)	-	-	-	-

Изложенный материал показывает, что в изученных сейсмических зонах Монголии фиксируется миграция очагов землетрясений в сейсмоактивных разломах. Она характеризуется векторной направленностью и периодическими активизациями. Это свидетельствует о наличии деформационных волн как триггерных механизмов, стимулирующих активизацию разломов и сейсмический процесс.

Работа поддержана грантом РФФИ (12-05-91161-ГФЕН_а), проектами СО РАН VII.64.1.4. и ОНЗ 7.7.

Литература

1. Шерман С.И., Злогодихова О.Г. Сейсмические пояса и зоны Земли. Формализация понятий, положение в литосфере и структурный контроль // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 1. С. 1–34.
2. Шерман С.И., Лунина О.В., Савитский В.А. Напряженное состояние и зоны современной деструкции литосферы Азии // Проблемы и перспективы развития горных наук. Т. 1. Геомеханика. Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2005. С. 34–39.

3. Горбунова Е.А., Шерман С.И. Медленные деформационные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинамический анализ (Центральная Азия) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 1. С 18–25.

4. Sherman S.I., Gorbunova E.A. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // Earth science frontiers. 2008. V. 15, № 3. P. 337–347.

5. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 224 с.

6. Баяраа Гангаадорж Сейсмичность Монголии и сопредельных территорий: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 16 с.

7. Литосфера Центральной Азии / Отв. редактор Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1996. 240 с.

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

9. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.

10. Гоби-Алтайское землетрясение / Отв. редактор Н.А. Флоренсов. М.: АН СССР, 1963. 391 с.

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



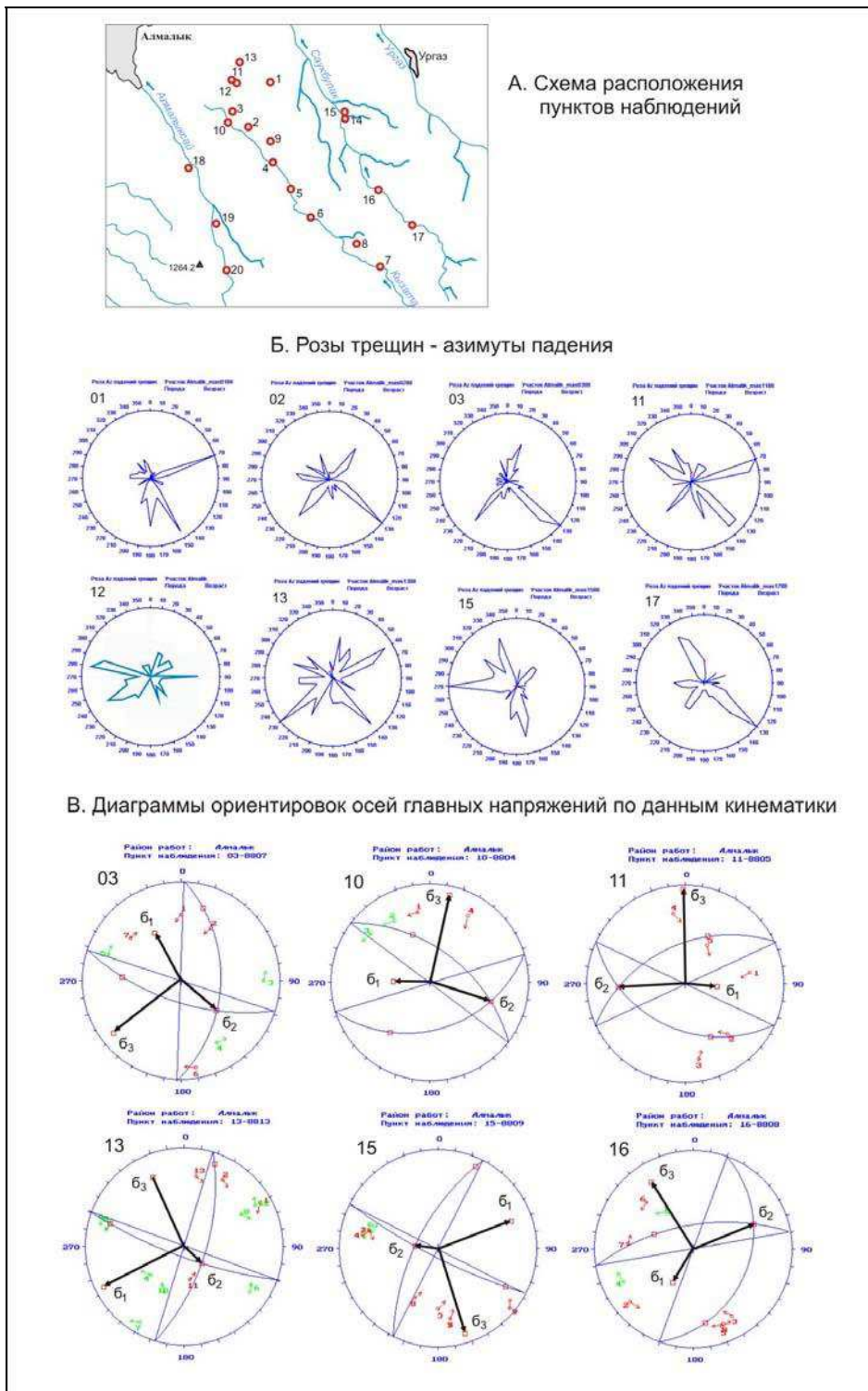
М.М. Мирзатулкинов, Ф.Т. Сапаров, Р.А. Умурзаков
*Навоийский государственный горный институт,
Алмалыкский горно-металлургический факультет, Алмалык, Узбекистан*

ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ДЕФОРМАЦИИ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Район исследований находится в пределах северо-западного склона Кураминского хребта и включает долины левых притоков-саев реки Ахангаран – Саукбулаксай и Кызатасай, склоны водоразделов. Алмалыкский район известен крупными свинцово-цинковыми, медно-порфировыми и золоторудными месторождениями Кургашинкан, Кальмакыр, Сарычеку, Кызата, Каульды и др. [1].

В горном производстве, когда выполняется большой объем выемочных работ с организацией открытых карьеров и подземных выработок, одним из проблемных вопросов является изучение напряженного состояния и оценка устойчивости горных массивов. Этому вопросу уделяется немалое внимание в научной литературе [2, 3]. Напряженное состояние и устойчивость горных массивов находятся в тесной связи не только с физико-механическими свойствами горных пород, слагающими массив, но и со свойствами самого массива горных пород. Одним из наиболее важных их свойств считается раздробленность (наличие трещиноватости и других разрывных нарушений), которая существенным образом влияет на прочность массива [3, 4]. Исходя из этого, задачей настоящих исследований было изучение особенностей проявления трещиноватости, зон дробления и элементов деформирования массива горных пород на участках, расположенных в непосредственной близости и на некотором удалении от разрабатываемых месторождений Алмалыкского района Кальмакыр, Каульды и Сарычеку. Для этого были выполнены массовые статистические замеры трещиноватости в долинах саев Саукбулак и Кызата, выявлены и зарисованы системы крупных трещин, секущих обнажения, зоны дробления, элементы складчатых нарушений. В докладе приводится краткая характеристика геологического строения и основной схемы разрывных нарушений района по материалам личных наблюдений и опубликованным данным [4,5]. В связи с повсеместным развитием трещин и существующим мнением о преобладании их в зонах разломов [4], в данной работе описание трещин приводится без

привязки к разломным зонам. Это было связано с необходимостью установления наиболее общих закономерностей проявления трещин, для исключения влияния локальных условий.



Характеристика тектонической трещиноватости района исследований:

A – схема расположения пунктов наблюдений; *B* – роза-диаграммы трещин;

B – стереографические диаграммы ориентировок осей главных напряжений участка Саукбулак-Кызата Алмалыкского района. Цифрами на рисунке обозначены номера пунктов наблюдений: № 1–13 – долина Кызатасая, № 14–17 – долина Саукбулакская.

Схема расположения пунктов наблюдений в пределах долин саев Кызата и Саукбулак показана на рисунке, *А*. Здесь приводятся розы-диаграммы азимутов падений поверхностей трещин (рисунок, *Б*) в массивах пород изученных обнажений. В нижней и средней части долины Кызатасая (п.н. 1–13) и в водораздельном участке с Саукбулаксем розы-диаграммы свидетельствуют о наличии двух, иногда трех групп трещин с закономерной ориентацией. В п.н. 1–4 обращает на себя внимание максимум в розе падений трещин, ориентированный в юго-восточном направлении (азимут 130° , 150° , 160°). В меньшей степени, но системно в соседних пунктах проявляется второй максимум, ориентированный на юго-запад, и третий – на северо-восток (разброс значений от 20 – 30 до 50 – 60°). Ориентация первых двух максимумов сохраняется в п.н. 11, а в п.н. 13 наблюдаются все три.

На участке между п.н. 5–7 и 9 только в п.н. 5 наблюдается один максимум, который направлен по азимуту 60° , совпадает с таковыми в отмеченной выше группе пунктов наблюдений. В других – картина иная. Но в целом видно наличие максимумов с ориентировкой на север и северо-запад с азимутом 270° (п.н. 5, 7, 9) и 290 – 320° (п.н. 7, 9).

В среднем течении Саукбулак (п.н. 14–17) преимущественное распространение имеют доломиты и известняки среднего девона – нижнего карбона (п.н. 14) и интрузивные вулканогенные образования московского яруса среднего карбона, представленные андезитами, дацитами и их туфами. Зона контакта девонских и каменноугольных образований проходит ниже п.н. 14 на 60 – 70 м, представляет зону дробления, что свидетельствует о тектонической природе контактовой зоны. Выше по саю в п.н. 15–17 встречаются зоны дробления, имеющие северо-восточное простирание. Анализ роза-диаграмм трещиноватости этой части участка показывает существенное преобладание северо-восточных ориентировок трещин при северо-западном и юго-восточном падении их плоскостей. Судя по зеркалам скольжения, обнаруженным в п.н. 14, 15 и 17, здесь преобладают крутые взбросы.

Данные по зеркалам скольжений использовались: 1) для определения сводного вектора подвижки для локального объема пункта наблюдения по методике Р.А. Умурзакова [6] и 2) для реконструкции ориентировок осей главных напряжений по методике О.И. Гуценко [7]. Такие определения были выполнены для всех пунктов наблюдений, в которых были обнаружены зеркала скольжений. По этим данным установлена общая направленность подвижек (висячих) блоков пород нижней части долины Кызатасая в юго-западном и северо-восточном направлениях.

Реконструкция осей главных напряжений по данным кинематики трещин свидетельствует о том, что в целом для всей территории характерна субгоризонтальная субширотная ориентировка оси главного нормального напряжения сжатия (σ_3) при наклонном положении двух других осей. Они отражены, например, в круговых диаграммах п.н. 10, 11, а также в п.н. 5, 6 (здесь и далее для некоторых п.н. диаграммы не приводятся ввиду схожести их с приведенными. – Прим. авторов).

В отдельных пунктах наблюдений отмечается ориентация оси сжатия двух типов: 1) в северо-западном¹ (юго-восточном²) направлении (п.н. 13^1 , 14^2 , 15^2 , 16^1 , 17^1), при соответствующем наклонном положении двух других; 2) в северо-восточном³ (юго-западном⁴) направлении (п.н. 3^4 , 7^4) при соответствующем наклонном положении двух других.

Полученные диаграммы напряжений и вероятных сколов были сопоставлены и проанализированы с данными крупных трещин и зон дробления отдельных пунктов наблюдений. Например, в п.н. 3 отмечены крупные трещины $270^\circ \angle 70^\circ$, $280^\circ \angle 50^\circ$, $140^\circ \angle 55^\circ$, $0^\circ \angle 55^\circ$, $200^\circ \angle 75^\circ$. По плоскости $280^\circ \angle 50^\circ$ отмечается зона сильного дробления. Зона имеет мощность до 40 – 50 см. Породы сильно видоизменены, измельчены до рыхлого состояния. Эта зона и некоторые из крупных трещин совпадают с вероятной сколовой плоскостью субмеридионального простирания, отраженной в круговой

диаграмме поля напряжений п.н. 03. Для нее характерен взбросо-сдвиг с правосторонним смещением.

В п.н. 5 отмечены крупные трещины $340^\circ/70^\circ$ и $180^\circ/30^\circ$, секущие массив горных пород. Первая из них, действительно, соответствует сколовой плоскости круговой диаграммы поля напряжений п.н. 5. Для нее характерен взбросо-сдвиг с левосторонним смещением.

В результате исследований были получены свидетельства закономерности пространственной ориентации трещин в обнажениях горных пород участка междуречья Саукбулак-Кызата, а также ориентации полей напряжений локальных объемов, которые обусловили формирование крупных трещин и зон дробления. Получена информация об особенностях деформационных процессов и их направленности. Для представления наиболее полной картины напряженно-деформированного состояния необходимо продолжить детальные полевые тектонофизические и тектонодинамические исследования в прибортовых участках карьеров и зон разрывных нарушений.

Литература

1. Королев А.В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент: Фан, 1970. 280 с.
2. Рахимов В.Р., Мухитдинов Ш.Р., Казаков А.Н. Оценка напряженно-деформированного состояния склоновых к горным ударам золоторудных месторождений Узбекистана на базе геодинамического районирования // Горный вестник Узбекистана. 2007. № 4. С. 63.
3. Попов В.Н., Байнаков Б.Н. Технология отстройки бортов карьеров. М.: Недра, 1991. 252 с.
4. Исаматов Ю.П., Тураев А.С., Горнов В.А. О трещиноватости массивов горных пород и ее значении при инженерно-геологической оценке месторождения Кальмакыр // Горный вестник Узбекистана. 2011. № 2. С. 74–75.
5. Якубов Д.Х. Разломы юго-западной части Кураминского хребта. Ташкент: Фан, 1970. 184 с.
6. Умурзаков Р.А. Методика и некоторые результаты кинематической реконструкции региональных позднекайнозойских смещений тектонических блоков // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии. Новосибирск, 2004. С. 267–268.
7. Гуценко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкциях полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. Сборник научных трудов. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

А.В. Парфеев, В.А. Саньков
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

УСЛОВИЯ РАННЕ- И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

С целью реконструкции этапов развития позднемезозойского и кайнозойского напряженного состояния и соотношения структурных планов деформаций этих этапов развития земной коры Юго-Восточной Монголии проведен анализ кинематики разломов, реконструкций полей напряжений в пределах Восточно-Гобийской, Южно-Гобийской депрессий и восточного окончания Гобийского Алтая.

Восточно-Гобийская депрессия имеет длительную, с мезозоя, историю развития. В поздней юре – раннем мелу фиксируется рифтовый этап с прогибанием впадин и мощным осадконакоплением [6, 7]. Инверсия в развитии впадин и прекращение осадконакопления произошли на границе раннего – позднего мела, результатом чего стали складчатые и взбросовые деформации синрифтовых осадков, перекрытых недеформированными верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями. Большинство структурообразующих рифтовых разломов имеют СВ простирание, показывая тем самым СЗ растяжение в позднеюрско-раннемеловое время. Этап сжатия на границе раннего – позднего мела,

возможно, охватывал более обширную область, поскольку есть свидетельства складчатых деформаций позднеюрско-раннемеловых осадков и других меловых впадин восточной Монголии (в частности – Баганурской [3]). Направление сжатия, судя по простиранию осей складок и активизированных взбросовых разломов, – СЗ. Кайнозойская история развития этой территории фиксируется в пределах Восточно-Гобийской разломной зоны, разделяющей Унэгэтинскую и Дзунбаинскую впадины. В третичное время здесь происходила левосторонняя сдвиговая активизация, связанная с Индо-Азиатской коллизией [6–9]. Направление сжатия и растяжения – ССЗ и ВСВ соответственно.

По [9], Восточно-Гобийская разломная зона с олигоцена составляла единое целое с Алтын-Тагским и Алкса разломами Северного Китая и прекратила свою активность 13–16 млн лет назад. Наши полевые исследования проводились на юго-восточном борту Ошийн-Гобийской впадины, к востоку от Восточно-Гобийской разломной зоны, на разломах, ограничивающих небольшие хребты Тотошанского поднятия. Простирание основных структур – СВ. Практически повсеместно в зонах разломов были обнаружены взбросы и надвиги кристаллического основания на красноцветные верхнемеловые отложения, заполняющие впадину. Падение основных сместителей на 50-метровом уступе севернее сомона Эрэдэнэ на СЗ под углами 30–45°. На южном уступе угол падения основных сместителей изменяется от крутого до пологого, а направление падения – от южного до юго-восточного. Сдвиговых смещений в зонах разломов не зафиксировано. Реконструкции полей напряжений характеризуют режимы сжатия и транспрессии с СЗ и С-Ю направлением оси сжатия. Имеются лишь единичные реконструкции сдвигового режима с направлением сжатия С-Ю и СВ. Реперы для определения верхней возрастной границы этих деформаций отсутствуют, а нижняя их граница определяется как постпозднемеловая. Существуют свидетельства СЗ сжатия в постмеловое время (с 65 млн лет) в Северном Китае (впадина Сунляо), источником которого является зона Тихоокеанской субдукции [4]. Можно полагать, что в первой половине кайнозоя имеется два возможных источника деформаций с разным направлением сжатия: Индо-Азиатская коллизия (олигоцен – начало миоцена, С-Ю сжатие) и зона Тихоокеанской субдукции (начало палеогена, СЗ сжатие). Возможно, что оба они оказывали свое влияние на развитие территории. В позднем кайнозое территория малоактивна, но вместе с тем имеются признаки малоамплитудных поднятий, выраженных в активном формировании эрозионной сети. В частности, к востоку от сомона Эрэдэнэ, на участке примерно 2.5×3 км выявлены признаки образования сети оврагов в центре и врезание сайров по периметру участка, с послонными срывами по пологозалегающим слоям красноцветных верхнемеловых отложений. Таким образом, активное развитие территории здесь происходило только в первой половине кайнозоя (палеоген – начало неогена) под воздействием сжатия со стороны зоны Тихоокеанской субдукции или Индо-Азиатской коллизии. Во второй половине кайнозоя тектоническая активность снизилась, возможно, в связи с реализацией тектонических деформаций южнее, в зоне разлома Алтын-Таг и Периордосской системе грабенов.

Второй участок, взятый нами для сопоставления, – это мезозойская Южно-Гобийская депрессия и находящееся в ее пределах восточное окончание Гобийского Алтая, представленное поднятиями Гурван-Сайхан и Хурхэ-Ула. Южно-Гобийская депрессия изучена в меньшей степени, чем Восточно-Гобийская. Верхнеюрские – нижнемеловые осадки описаны к югу и юго-востоку от хр. Гурван-Сайхан в Баиндалайской впадине [1], в Гунхудукской впадине и в хр. Хурхэ-Ула [5]. Верхнемеловые – палеогеновые осадки, составляющие платформенный чехол, заполняют Баиндалайскую, Гунхудукскую, Сангиндалайскую, Аргалинтинскую впадины [2]. Палеогеновые отложения имеют меньшее распространение в сравнении с меловыми. В позднем мелу – палеогене территория исследований находилась в режиме платформенного развития, а поднятия Гурван-Сайхан и Хурхэ-Ула сформировались в позднем кайнозое. По [2], хр. Гурван-Сайхан разделит Баяндалайскую и расположенную

севернее Булганскую впадины, которые в позднем мелу – палеогене представляли собой единую структуру. В юго-восточной части хр. Хурхэ-Ула ниже- и верхнемеловые отложения выведены на поверхность в его центральной части и по бортам поднятия испытали складчатые деформации. В северной части хребта о молодости поднятия свидетельствуют антицедентные долины, прорезающие хребет.

Исследования проведены в зонах разломов, ограничивающих хр. Гурван-Сайхан и Хурхэ-Ула, а также в зонах активных разломов внутреннего поля Гунхудукской впадины. Поднятие Хурхэ-Ула имеет северо-западное простирание и ограничено с обеих сторон разломами. Кроме СЗ разломов отмечаются и субширотные нарушения, крупнейшее из которых пересекает хребет в его центральной части. В его зоне зафиксированы левосторонние смещения долин временных водотоков с амплитудами смещений до 30–35 м. Основные сместители зоны разлома круто падают на юг и Ю-ЮЗ. Реконструкции полей напряжений характеризуют сдвиговые режимы с СВ направлением оси сжатия. Исследования по северо-восточному борту хр. Хурхэ-Ула (юго-западное ограничение Сангиндалайской впадины) показали, что для бортовых СЗ разломов характерны надвиговые и взбросовые смещения. Зоны разломов выражены зонами милонитизации, дробления, муки трения, по которым развивается линейная кора выветривания. Основные сместители падают на ЮЗ под углами от 45 до 85°. Отмечены надвиги кристаллического основания на меловые отложения. В частности, такой надвиг зафиксирован вблизи колодца Могойн-Худук. Плоскость надвига, выраженная линейной корой выветривания, имеет падение на ЮЗ под углами 20–30°. Здесь же выявлен взброс мезозойских конгломератов на четвертичные аллювиальные отложения. По юго-западному борту Сангиндалайской впадины зафиксированы выходы слабосцементированных песчаников и конгломератов, нарушенных крутопадающими зонами дробления или послонными срывами, местами со взбросовыми смещениями. Отмечаются как пологие, так и довольно крутые падения слоев. Реконструкции полей напряжений характеризуют режимы траспрессии, сжатия и сдвига с СВ направлением оси сжатия. Юго-западный борт поднятия Хурхэ-Ула имеет также четкое разломное ограничение. В зоне этого разлома на уступе СЗ простирания реконструированы режимы сжатия с СВ и С-Ю направлением оси сжатия. В северном борту расположенной южнее Гунхудукской впадины (урочище Бордзонгийн-Дэл-Тал) проявлена серия уступов, нарушающих пологонаклонную равнину-бэнь. Простирание уступов – субширотное и СЗ, поднято северное крыло. Амплитуда вертикального смещения составляет от 0.5 до 1.3 м. Вдоль уступа обнаружены левосторонние сдвиговые смещения долин сухих водотоков с амплитудами от 1.5 до 9.0 м. Эта серия уступов на восточном продолжении сочленяется с разломным ограничением юго-западного борта хр. Хурхэ-Ула. Реконструкции полей напряжений характеризуют режимы сжатия, траспрессии и сдвига с СВ направлением оси сжатия.

Исследования активных разломов, ограничивающих поднятие Гурван-Сайхан, проводились на его восточном окончании. На его южном склоне севернее сомона Хурмэн зона субширотного разлома выражена тектонитами с милонитизацией, какиритизацией мощностью не менее 500 м. Разлом имеет довольно крутое падение – 70–80°, по простиранию уступа фиксируются левосторонние смещения долин водотоков с амплитудами до 100–150 м. Расположенный южнее форберг, протыкающий северный склон Баиндалайской впадины, ограничен разломом с севера. Плоскости основных сместителей падают на юг. Реконструкции полей напряжений в зонах этих разломов характеризуют режимы сдвига, траспрессии и сжатия с СВ направлением оси сжатия. Молодые (голоценовые) деформации обнаружены на крайнем восточном окончании хр. Гурван-Сайхан. Здесь на южном уступе небольшого субширотного форберга зафиксирован надвиг интенсивно дислоцированных пород фундамента на склоновые четвертичные отложения. Зона разлома сопровождается линейной корой выветривания, падение основных плоскостей на север, СВ под углами 65–45°. Поля напряжений характеризуют режимы сжатия и сдвига с СВ направлением оси сжатия. К востоку от

поднятия Гурван-Сайхан расположено субширотное Цэцэйское поднятие, которое, по [2], является конседиментационным по отношению к мезозойским впадинам этой территории. Южный склон поднятия активизирован в кайнозое, что выражено в четких разломных уступах, ограничивающих хребты с юга, и в формировании форбергов, протыкающих северный борт Аргалинтинской впадины. В районе горы Хан-Ула южный склон коренного массива, перекрытого кайнозойскими базальтами (50 млн л.), смещен двумя субширотными левосторонними сдвигами. Амплитуда смещения по северной ветви составляет 60 м, по южной – 250 м. Южный блок опущен по отношению к северному, что позволяет отнести разлом к левостороннему взбросо-сдвигу. Подобные смещения зафиксированы по южному борту расположенного в 6 км южнее небольшого хребта-форберга субширотного простирания. Высота уступа составляет 3–4 м, сдвиговая левосторонняя компонента по смещению долин временных водотоков – 6–7 м. Реконструкции полей напряжений в зоне разлома характеризуют режимы сжатия и сдвига с СВ и С-Ю ориентировкой оси сжатия. Таким образом, на восточном окончании Гобийского Алтая проявлены признаки плиоцен-четвертичной активности субширотных и СЗ сдвигов и сдвиго-надвигов. В этом высокосейсмичном районе с позднего кайнозоя происходит активное формирование рельефа с образованием молодых поднятий и форбергов, «протыкающих» осадки мезозойских впадин. Источником этих деформаций, как и для всей Западной и Юго-Западной Монголии, является Индо-Азиатская коллизия.

Суммируя полученные данные и сопоставляя их с данными о механизмах очагов землетрясений Юго-Восточной Монголии, можно выделить две главные стадии деформаций, проявившиеся здесь в кайнозое. В раннем кайнозое в Восточно-Гобийской депрессии происходила активизация созданных в раннемеловое время структур СВ простирания под действием субмеридионального или СЗ сжатия с формированием надвигов и левосторонних сдвигов. Источником этого сжатия может быть как зона Тихоокеанской субдукции, так и Индо-Азиатская коллизия. Структуры восточного окончания Гобийского Алтая активизировались в плиоцен-четвертичное время под воздействием СВ сжатия, связанного с дальнейшим процессом конвергенции Индостана и Евразии.

Работы выполнены при частичной финансовой поддержке проекта ОНЗ РАН № 7.7.

Литература

1. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия / Под ред. Н.А. Маринова, Л.П. Зоненшайна, В.А. Благоднарова. М.: Недра, 1973. 584 с.
2. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии // Труды совм. Сов.- Монг. геол. эксп., вып. 11. М.: Наука, 1975. 308 с.
3. Dill H.G., Altangerel S., Bulgamaa J., Hongor O., Khishigsuren S., Majigsuren Yo., Myagmarsuren S., Heunisch C. The Baganuur coal deposit, Mongolia: depositional environments and paleoecology of a Lower Cretaceous coal-bearing intermontane basin in Eastern Asia // *Int. J. of Coal Geology*. 2004. V. 60. P. 197–236.
4. Feng Z.Q., Jia C.Z., Xie X.N., Zhang S., Feng Z.H., Timothy A.C. Tectonostratigraphic units and stratigraphic sequences of the nonmarine Songliao basin, Northeast China // *Basin Research*. 2010. V. 22. P. 79–95.
5. Geological map of Mongolia. Scale 1: 1000000. / Ed. O. Tomurtogoo. Ulaanbaatar: Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Sciences, 1999.
6. Graham S.A., Hendrix M.S., Johnson C.L., Badamgarav D., Badarch G., Amory J., Porter M., Barsbold R., Webb L.E., Hacker B.R. Sedimentary record and tectonic implications of Late Mesozoic rifting, Southeast Mongolia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2001. V. 113. P. 1560–1579.
7. Johnson C.L. Polyphase evolution of the East Gobi basin: sedimentary and structural records of Mesozoic–Cenozoic intra-plate deformation in Mongolia // *Basin Res.* 2004. V. 16. P. 79–99.
8. Webb L.E., Johnson C.L. Tertiary strike-slip faulting in Southeastern Mongolia and implications for Asian tectonics // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 241. P. 323–335.
9. Yue Y., Liou, J.G. Two-stage evolution model for the Altyn Tagh fault, China // *Geology*. 1999. V. 27. P. 227–230.

Т.К. Пинегина¹, А.И. Кожурин², В.В. Пономарева¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УСТЬ-КАМЧАТСКОГО АКТИВНОГО РАЗЛОМА

Полуостров Камчатский, находясь на продолжении Командорского отрезка Алеутских островов, выступает в виде связующего звена между Алеутской и Камчатской островными дугами. В настоящее время общепринятым является предположение о том, что причиной деформации Камчатского полуострова является сближение Алеутской и Камчатской островных дуг, их коллизионное взаимодействие, связанное с движением Командорского блока на северо-запад вдоль трансформного разлома западных Алеут [3, 5, 8].

В пределах Камчатского полуострова и примыкающей к нему с запада Столбовской депрессии выделен ряд активных разрывных нарушений [2, 6, 7]. Само их наличие предполагает возникновение здесь время от времени сильных коровых землетрясений, вызываемых подвижками по разломам, с выходом сейсморазрывов на земную поверхность. Сильные коровые землетрясения, происходящие вблизи п. Усть-Камчатск, могут причинить ему даже больший ущерб, чем относительно удаленные землетрясения на границах Тихоокеанской плиты. Оценка повторяемости и параметров сильных коровых землетрясений была сделана на основе детального изучения одного из наиболее близких к п. Усть-Камчатск активных разломов (рисунок).

В качестве основного метода выделения и картирования активных разломов в районе исследований применялось дешифрирование аэрофотоснимков и детальных космических снимков, при котором распознавались деформации форм рельефа позднеплейстоценового–голоценового возраста и, насколько возможно, направление движений по разломам (кинематика). Данные о возрасте и повторяемости отдельных подвижек, средней скорости движений по разлому и их направлении были получены при изучении деформированных разломом отложений, вскрытых в стенках канав. Проходка канав предварялась маршрутными геоморфологическими наблюдениями вдоль разлома. Помимо геолого-геоморфологических наблюдений вдоль разлома, проводилась георадарная съемка. Предваряющая тренчинг георадарная съемка позволяет оценить глубину, на которой канава может вскрыть верхнюю часть плоскости разрыва. Дополнительным методом при изучении активных разломов служила детальная (высота сечения рельефа ≤ 0.25 м) топографическая съемка местности. Такая съемка была выполнена на ключевом участке Усть-Камчатского разлома с использованием электронного тахеометра Trimble M3. Ее результаты позволили выявить детали морфологии разломного уступа, смещенных форм рельефа и на этой основе интерпретировать кинематику разлома. После построения трехмерной модели рельефа она анализировалась в программе Global Mapper.

Особенностью голоценовых рыхлых отложений на Камчатке является присутствие в них горизонтов вулканических пеплов (тефры) [4]. С помощью прослоев тефры можно также провести корреляцию между крыльями разлома и, соответственно, выполнить палеосейсмологическую интерпретацию вскрытого канавой разреза. Зная возраст деформированных разрывом и недеформированных пеплов, уже во время полевых исследований можно примерно определить возрастной интервал, в пределах которого произошла подвижка по разлому. Для идентификации пеплов в районе п. Усть-Камчатск мы использовали опорный разрез торфяника Черный Яр, вскрытый в левом борту р. Камчатка [1].

Наиболее близко расположенный к п. Усть-Камчатск активный разлом протягивается в 15 км к западу от него и пересекает р. Камчатка. Простирается разлом –

ССВ (от 15° на юге до 25–30° на севере). Протяженность видимой на земной поверхности линии разлома, названного нами Усть-Камчатским, составляет 20–25 км. Очевидно, что разлом продолжается и в акваторию Камчатского залива и приведенное значение – только минимальная оценка его длины.

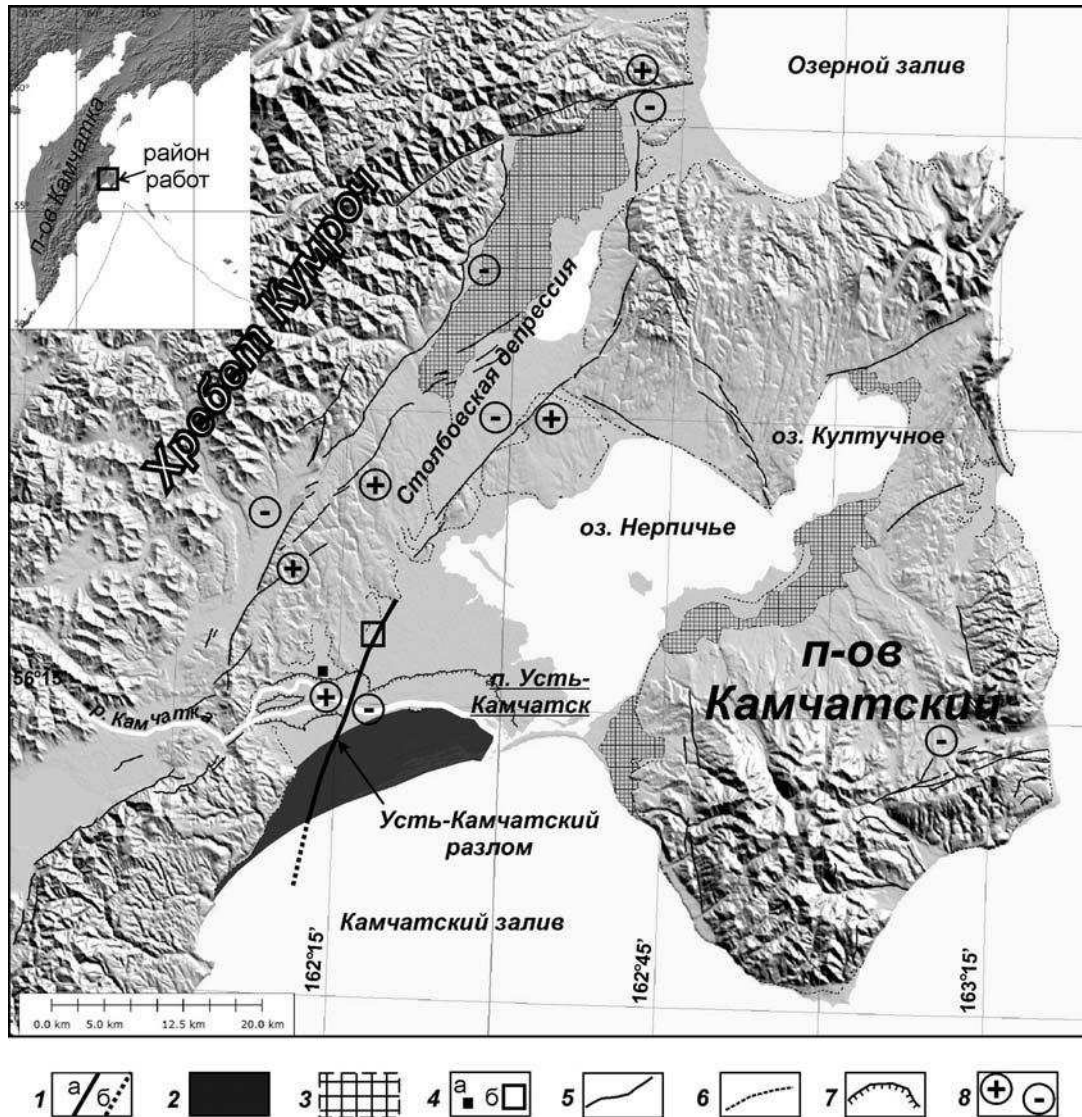


Схема района исследований.

1 – Усть-Камчатский разлом (а) и его возможное подводное продолжение (б); 2 – голоценовая морская аккумулятивная терраса на правом берегу р. Камчатки; 3 – позднеплейстоценовые– голоценовые пролювиально-делювиальные конусы выноса; 4 – положение опорного разреза Черный Яр (а) и района детальных исследований на руч. Извилистый (б); 5 – активные разломы; 6 – выраженный в рельефе абразионный уступ, соответствующий максимальному уровню моря в голоцене (около 6.5 тыс. л.н.); 7 – границы долины р. Камчатки в ее нижнем течении; 8 – поднятые (+) и опущенные (-) крылья активных разломов.

По соотношению с формами рельефа наземная часть разлома делится на два отрезка. Южный отрезок разлома протягивается в пределах голоценовой аккумулятивной морской террасы и сечет часть береговых валов. Северный отрезок пересекает плоскую заболоченную поверхность, под которой сплошным покровом развит торф. Мощность торфяника в среднем составляет от 2 до 4 м; под торфом залегают лагунные отложения, представленные серыми иловатыми песками. В основании торфа, опробованного в районе георадарного профиля № 5, нами получена дата 5060 ± 30 ^{14}C лет (OS-80032), то есть торф

начал накапливаться около 5800 л.н. На всем протяжении наземной части разлом прослеживается в виде пологого обращенного на восток уступа с относительным превышением западного крыла над восточным примерно в 3 м. Линия разлома непрерывна и лишь в редких местах разрывается, образуя левосторонние подставления.

Судя по полученным данным, за последние ~5800 лет по Усть-Камчатскому разлому произошло три или четыре подвижки: 5800–5600, ~4700 и 300–800 л.н. в северной части и ~1700 л.н. в южной. Если исключить из рассмотрения событие ~4700 л.н., которое могло быть связано с подвижкой по одному из соседних разломов, то в целом для разлома среднее значение повторяемости подвижек составит около 2.5 тыс. лет.

Вся наземная часть разлома протягивается в пределах очень молодой слабо-расчлененной поверхности. Уступ, которым он проявлен, явно свидетельствует о наличии вертикальной компоненты в движениях по разлому. Вертикальное смещение хорошо видно и в разрезе молодых отложений, вскрытых канавой в северной части разлома. В то же время, как было отмечено выше, структура нарушенной части разреза не позволяет отнести разлом к чисто взбросовым (в условиях сжатия), более соответствуя сдвиговой кинематике.

О сдвиговой кинематике разлома говорит, прежде всего, отчетливо проявленная кулисность в расположении его отрезков, например в северном окончании разлома, в районе канавы. Отрезки разлома образуют левокулисное подставление, а изученный в канавах и шурфах вал располагается между ними. Поведение слоев молодых отложений в пределах вала прямо указывает на антиклинальную природу вала и, соответственно, на его образование в условиях горизонтального сокращения. В целом, такое сочетание разломных плоскостей и структуры сжатия между ними может быть интерпретировано как проявление правосторонних движений по разлому.

Исходя из зависимостей, полученных на основе эмпирических данных [9], Усть-Камчатский разлом (при его минимальной длине в 20 км и минимальной амплитуде разовой подвижки в 1.5 м) может генерировать землетрясения с $M \sim 6.5-7.5$.

Усть-Камчатский разлом представляет собой лишь один элемент из целой системы разломов, расположенных в приближенном к п. Усть-Камчатск районе. Принимая, что период повторяемости подвижек по всем активным разломам в районе примерно сопоставим, следует считать, что в целом для района повторяемость сильных коровых землетрясений может быть раз в первые сотни лет.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проекты № 09–05–00125, 11–05–98534, 11–05–00136, 09–05–00286).

Литература

1. Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Черный Яр – реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3–18.
2. Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19, № 1. С. 7–28.
3. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G. et al. Independent active microplate tectonics of Northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, № 11. L11303.
4. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Res. 1997. № 47. P. 125–139.
5. Gaedicke C., Baranov B., Seliverstov N. et al. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian-Kamchatka junction // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 63–85.
6. Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 273–285.
7. Kozhurin A.I. Active faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction // American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series «Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region» / Eds: J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara et al. 2007. V. 172. P. 263–282.

8. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L. et al. Seismicity of the Bering Straight region: evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. V. 25. P. 979–982.

9. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1994. V. 84, №. 4. P. 974–1002.



А.Ю. Полец

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия*

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПЕРЕД ЯПОНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 11.03.2011 Г.

11 марта 2011 г. в 373 км к северо-востоку от Токио, у восточного побережья острова Хонсю, Япония, произошло мегаземлетрясение с моментной магнитудой $M_w=9.1$, повлекшее за собой человеческие жертвы и разрушения. Землетрясение вызвало сильное цунами, высота приливной волны в ряде районов превысила десять метров. По данным Японского метеорологического агентства [4], событие 11 марта признано сильнейшим в истории страны и вошло в десятку сильнейших землетрясений за всю историю сейсмических наблюдений в мире. По данным Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США [5], параметры события 11.03.2011 г. были $\varphi=38.32^\circ$ с.ш., $\lambda=142.37^\circ$ в.д., глубина очага составила 29 км.

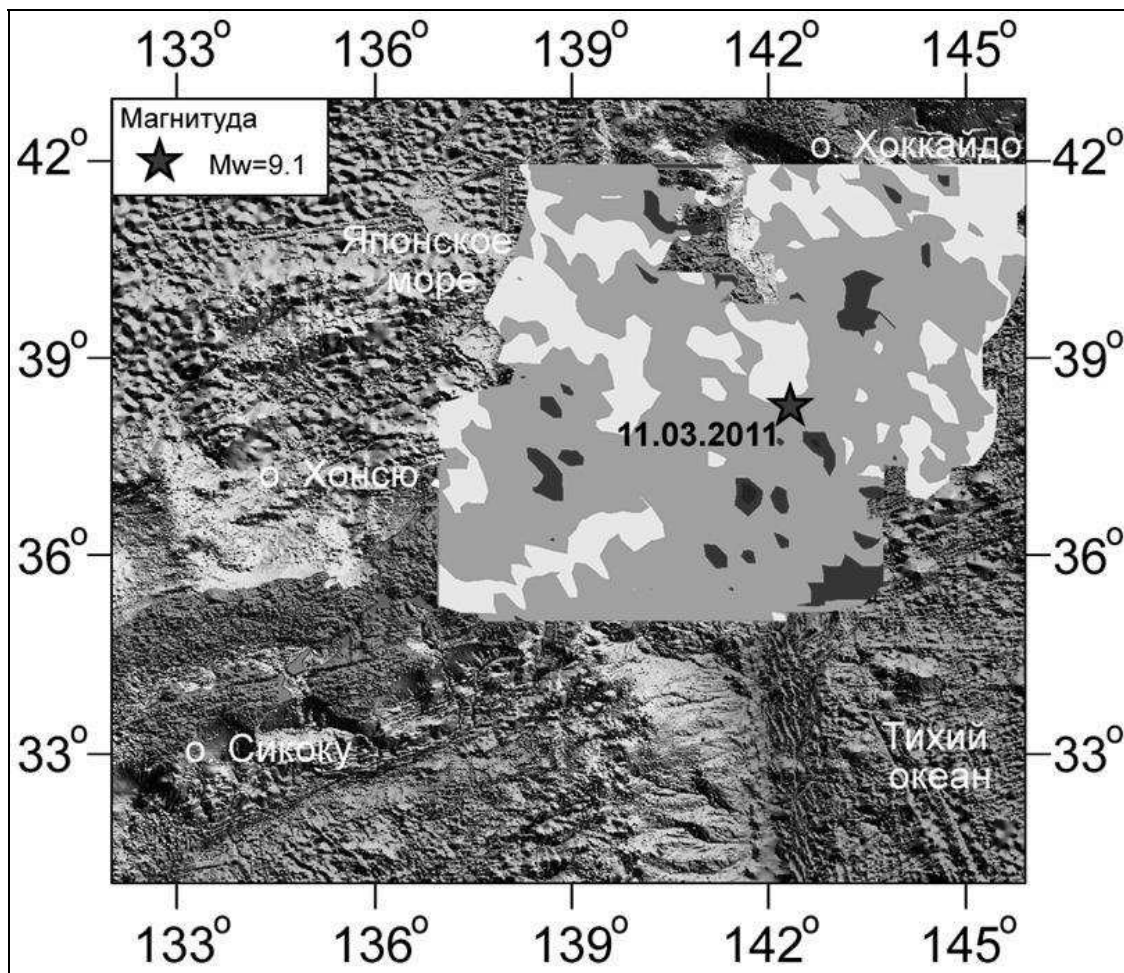
Японские острова составляют часть крупного сейсмологического пояса, окружающего Тихий океан. В 150 км к востоку острова Хонсю с севера на юг проходит граница двух гигантских тектонических плит – Тихоокеанской и Азиатской. Землетрясение 11 марта 2011 г. произошло на стыке этих плит. Исследования полей напряжений позволяют судить о современных тектонических процессах в недрах Земли, особенностях геодинамики земной коры и верхней мантии, механизме формирования сейсмофокальных зон и взаимодействии литосферных блоков [1]. Для оценки напряженного состояния земной коры в районе о. Хоккайдо был применен метод катакластического анализа (МКА) механизмов очагов землетрясений. Методика реконструкции тектонических напряжений создана Ю.Л. Ребецким [2]. МКА является развитием методологии изучения природных полей тектонических напряжений включает методы реконструкции ориентации осей главных напряжений и сеймотектонических деформаций, по данным о совокупностях механизмов очагов землетрясений (М.В. Гзовский, О.И. Гущенко, С.Л. Юнга, Ж. Анжелье и др.).

Реконструкция напряженного состояния выполнялась на основе данных СМТ (тензоров моментов центроидов) – решений для землетрясений из каталогов NEIC [5]. Обработка исходных сейсмологических данных производилась, в пределах области $35\text{--}42^\circ$ с.ш. и $137\text{--}146^\circ$ в.д. в узлах сетки $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ в латеральном направлении для интервала глубин 0–30 км. Японское землетрясение 11 марта 2011 г. в районе о. Хоккайдо, позволило рассмотреть особенности распределения напряжений и их изменения перед этим событием.

Напряженное состояние области возникновения землетрясения 11.03.2011 г., изученное по результатам тектонофизического анализа механизмов очагов землетрясений [2], отвечает режимам горизонтального сжатия. Для района исследований распределение эффективного всестороннего давления p^*/τ_f , (где p^* – относительное значение всестороннего давления, τ_f – эффективное внутреннее сцепление) носит мозаичный характер, однако в целом область подготовки Японского землетрясения 11 марта 2011 г. (интервал глубин 0–30 км) достаточно однородна и соответствует среднему уровню

напряжений. Очаг землетрясения находится в области наименьших величин относительного эффективного давления (рисунок).

В соответствии с классификацией, предложенной М.И. Стрельцовым [3] тип механизма очага землетрясения 11.03.2011 г. – пологий надвиг, по предварительным исследованиям в качестве плоскости разрыва следует рассматривать субвертикальную нодальную плоскость.



Распределение относительного эффективного всестороннего давления p^*/τ_f .

Анализ особенностей развития сейсмического процесса в очаге этого катастрофического землетрясения, показало, что повышение сейсмической активности началось 9 марта 2011 г. Примерно в 40 км от основного толчка зарегистрирована серия землетрясений – форшоков. Самым мощным форшоком явилось событие с магнитудой $M_w=7.5$ (9.03.2011 г.). После главного толчка 11.03.2011 г. последовала серия афтершоков с магнитудами $M_w=7.0$, $M_w=7.4$, $M_w=7.2$ и многочисленными толчками меньшей силы. Распределение афтершоков по глубине с 11 по 20 марта показало, что наибольшее количество (793) произошло в интервале от 30 до 40 км.

На основании выполненной работы сделаны следующие выводы.

1. Сейсмическая активность у восточного побережья о. Хонсю, Япония началась 9 марта 2011 г.
2. В течение первых 10 суток после главного толчка 11.03.2011 г. наибольшее количество толчков (793) произошло в интервале от 30 до 40 км.
3. Область подготовки землетрясения достаточно однородна. Очаг японского землетрясения находился в области локального минимума эффективного давления.

Литература

1. Злобин Т.К. строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
2. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.
3. Симуширское землетрясение 9 января 1989 года / Л.Н. Поплавская, А.О. Бобков, А.Н. Бойчук, Н.А. Миталева, А.С. Оскорбин, М.И. Рудик, М.И. Стрельцов, И.Н. Тихонов, А.И. Малышев. Препр. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1991. 54 с.
4. <http://www.jma.go.jp/jma/indexe.html>.
5. <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>.



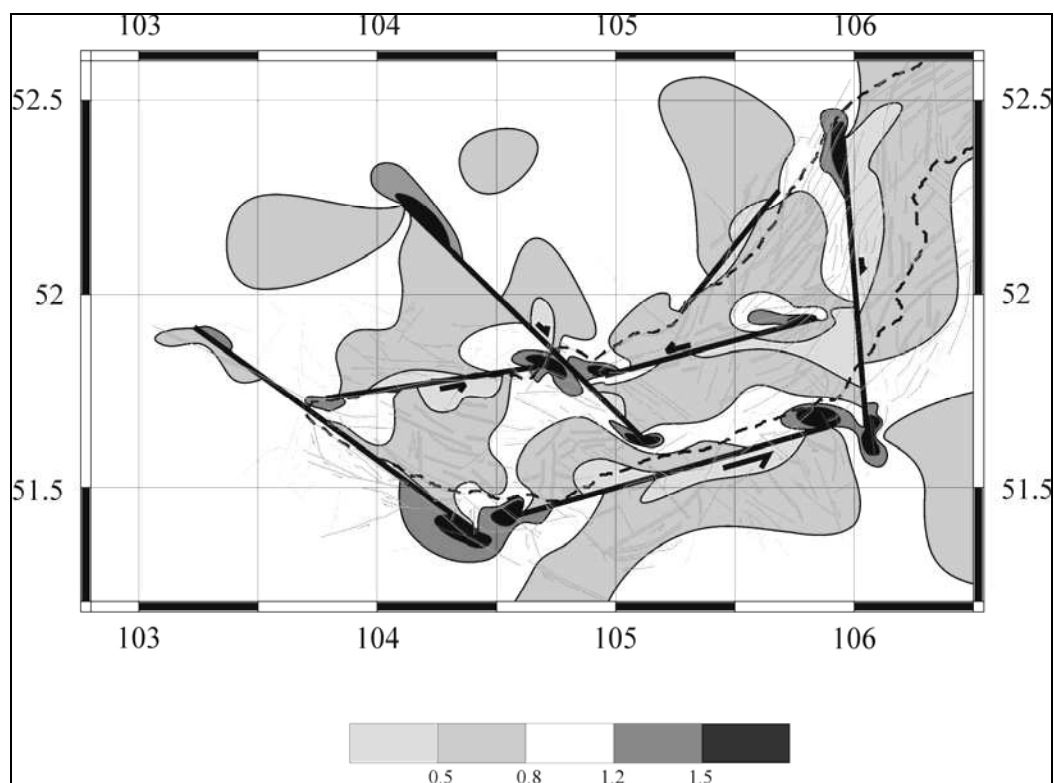
А.А. Редькин

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

**ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-
ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ АКТИВНЫХ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ЮГА БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ**

По результатам обработки данных сейсмопрофилирования первоначально известные три котловины Байкала были разделены на ряд более мелких структурных элементов. Под тремя котловинами в данном случае понимаются не тектонические впадины, а батиметрически выраженные, разделенные поднятиями Селенгинским и Академическим котловины – северная, средняя и южная. Структурные элементы, являющиеся составными частями этих трех котловин, выделяются по структурно-тектоническим особенностям и современной истории своего развития [2, 7].

Из трех котловин Байкала больший интерес представляет южная котловина, так как здесь происходит изменение в простирании рифтогенных структур и изменяется тип поля напряжений – от сбросового к сдвиговому [3, 5, 6]. Южная котловина состоит из двух активных структурных элементов – Култукской и Мишихинской депрессий [2, 7]. К южной котловине также может быть отнесена южная часть Приольхонского грабена, известная под названием «Бугульдейский коридор» [2, 7], расположенная южнее Селенгинского батиметрически выраженного поднятия. Но по своим тектоническим характеристикам грабен Бугульдейский коридор является составным элементом средней котловины. Култукская депрессия занимает западную часть Южно-Байкальской котловины. С севера-северо-востока она ограничена Обручевским разломом, с юго-запада – продолжением Главного Саянского разлома, с юга – разломами Черского, с северо-востока – Ангарским разломом. Мишихинская депрессия занимает восточную часть Южно-Байкальской котловины и ограничена с севера-северо-востока подводным продолжением Обручевского разлома, с юго-запада – Ангарским разломом, с юга-юго-востока – разломами Черского, с востока – Боргой-Большереченским разломом. Грабен Бугульдейский коридор примыкает к северо-восточной части Мишихинской котловины. С юга он ограничен подводной частью Обручевского разлома, с северо-запада – Приморским разломом, с востока – Боргой-Большереченским разломом. Боргой-Большереченский разлом охарактеризован в работе [1]. Известно, что в грабене Бугульдейский коридор изменяется простирание внутривпадинных разрывов – они приобретают субмеридиональное простирание. Эта линейно выраженная зона в акватории Байкальской впадины лежит на продолжении Боргой-Большереченского разлома, охарактеризованного в [1].



Значения коэффициента максимальных касательных напряжений, τ_{max}

Эксперименты по физическому моделированию проводились с использованием метода моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов, который разработан в Институте физики Земли РАН Д.Н. Осокиной [4]. Моделировалось напряженно-деформированное состояние Култукской и Мишихинской депрессий, а также грабена Бугульдейский коридор в окрестностях разломов, ограничивающих эти структурные элементы. В эксперименте были получены данные по кинематике разрывов и распределение максимальных касательных напряжений, выраженное в коэффициентах концентрации.

Подвижки по разрывам, определенные по результатам моделирования, показаны на рисунке. В исследуемой модели разрывы Черского, оба отрезка Обручевского разрыва в пределах как Култукской, так и Мишихинской депрессии имеют левосдвиговую подвижку. Разрывы Ангарский, Боргой-Большереченский имеют правостороннюю сдвиговую подвижку. Приморский и Главный Саянский разрывы остаются почти неподвижными. Наиболее активными разрывами, имеющими наибольшие амплитуды перемещений, являются разрывы Черского и Боргой-Большереченский. Менее активными являются отрезки Обручевского разрыва в пределах Мишихинской и Култукской депрессий. Наименее активные на модели разрывы с правой подвижкой – Ангарский и Приморский.

Распределение максимальных касательных напряжений показано на рисунке. По концентрации максимальных касательных напряжений выделяются четыре области: 1 – со значительным уменьшением – $K_\tau < 0.5$; 2 – с незначительным уменьшением – $K_\tau = 0.5-0.8$; 3 – с незначительным увеличением – $K_\tau = 1.2-1.5$; 4 – со значительным увеличением – $K_\tau > 1.5$. Области с заметным уменьшением напряжений ($K_\tau < 0.5$) расположены вдоль средних участков разрывов в тех местах, где отмечается наибольшая амплитуда смещений. Области с небольшим уменьшением напряжений ($K_\tau = 0.5-0.8$) занимают наибольшие площади внутри Култукской, Мишихинской депрессий и Бугульдейского

коридора. Области с увеличением напряжений расположены на концевых отрезках разрывов и в областях сочленений разломов. Сейсмичность связана с областями с увеличением концентрации напряжений ($\tau_{max} > 1.2$).

Литература

1. Тектонические разломы Забайкалья / А.Н. Булгатов, К.Б.Булнаев, Ц.О. Очиров и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ие, 1978. 112 с.
2. Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 154–163.
3. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 100–103.
4. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 139–162.
5. Радзиминович Н.А., Мельникова В.И. и др. Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44–62.
6. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 156 с.
7. Levi.K.G., Miroshnitchenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S. and Delvaux D. Active faults of the Baikal depression // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 21, № 2. P. 399–434.



А.А. Ружникова

ГИЦ ФГУНПП «Иркутскгеофизика», Иркутск, Россия

ПРИМЕНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ КАРТИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ПО АНОМАЛИЯМ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Линеаменты представляют собой гетерогенные образования – границы геологических образований, ограничения горных массивов, полосовые аномалии и группы аномалий в геофизических полях. Картирование линеаментов отличается от других методов прежде всего тем, что линейные элементы наблюдаются во всех методах разведки. Выделение линеаментов помогает в решении таких задач, как геологическое картирование и составление прогнозных карт.

Линеаменты, как правило, выделяются для построения и изучения тектонических структур, что дает представление о тектоническом строении района.

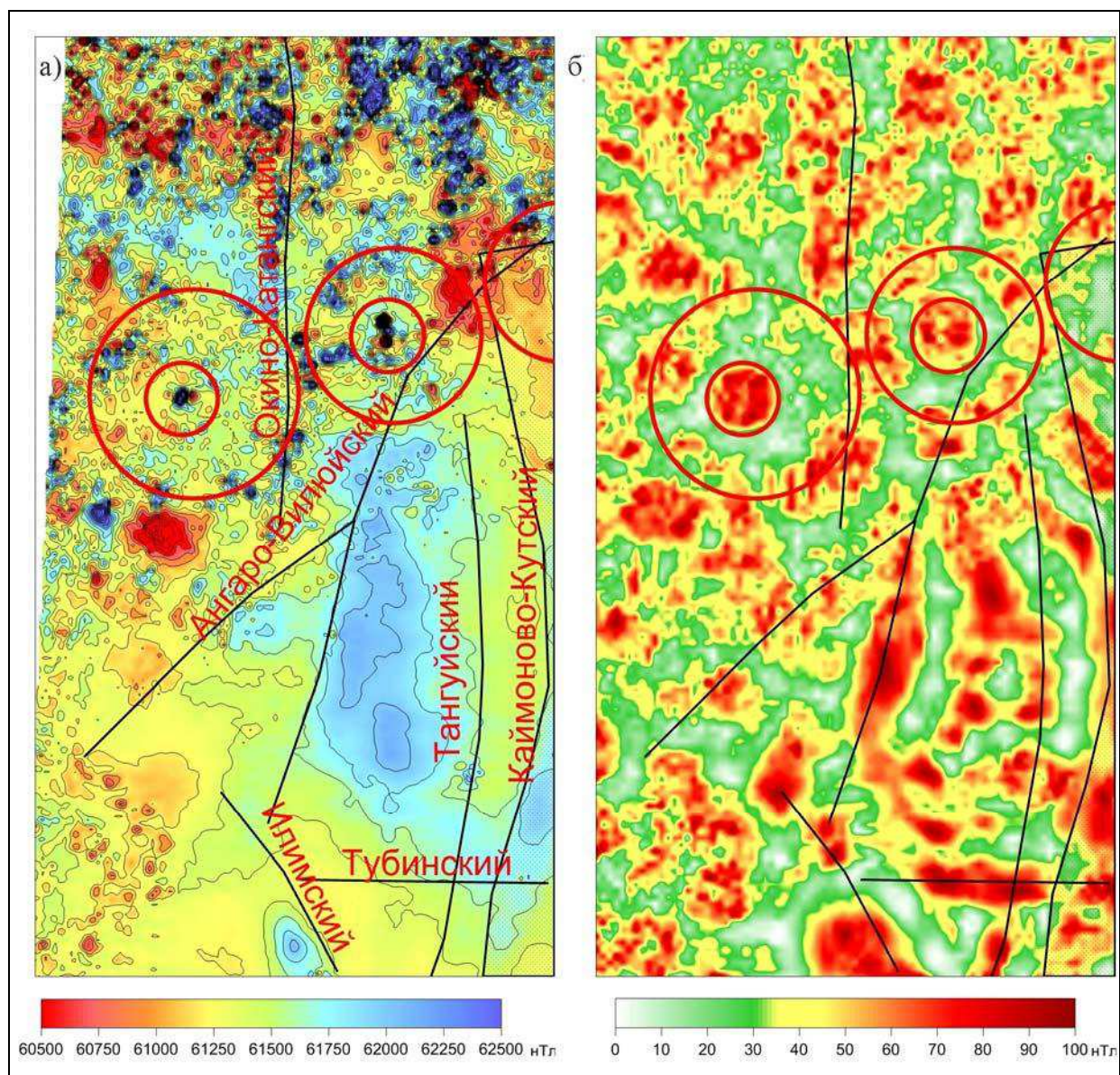
Существуют четыре основных признака, указывающих на возможное наличие разлома, а следовательно, и на границы площадных региональных аномалий [1, 2]:

1. наличие ступени в уровнях аномального поля. Если средние физические свойства пород контактирующих региональных структур резко различаются, то на границе между ними возникает аномалия типа ступени. Для нее характерно наличие линейной зоны больших горизонтальных градиентов аномального поля, проявляющихся на карте в виде сгущения изолиний и их вытягивания вдоль какого-либо направления;

2. наличие линейных локальных аномалий. Многие разломы, особенно крупные, сопровождаются внедрением в ослабленные зоны интрузий, а также интенсивными процессами метаморфизма. Это приводит к образованию на границе линейных региональных аномалий в виде цепочек максимумов и минимумов;

3. смена характерных особенностей аномальных полей. Если средние физические свойства пород контактирующих региональных структур не различаются, аномалия ступени на границе между ними не возникает. Вместе с тем, поскольку геологическое

строение этих структур – различно, характер аномальных полей, в том числе локальных, по обе стороны границы может быть совершенно разным;



Карта исходного магнитного поля (а) с тектоническими нарушениями, выделенными по карте нормированных градиентов магнитного поля (б).

4. нарушение корреляции аномальных полей. Разломы внутри близких по строению структур могут сопровождаться сдвигами, приводящими к нарушению корреляции полей. Такие линейные зоны потери корреляции так же уверенно обнаруживаются на картах изолиний.

Исходя из этих свойств, линеаменты следует выделять как наиболее измененные участки поля по наибольшим градиентам.

В качестве исходных данных используется карта магнитного поля (рисунок, а), для которой рассчитывается карта градиентов с помощью самонастраивающегося окна [3]. На полученной карте все аномалии становятся более оконтуренными, затем поле нормируется, чтобы привести его к более контрастному виду и выровнять аномалии по уровню (рисунок, б).

Следующим этапом является выделение линеаментов в нормированном поле градиентов по максимальным значениям, которые затем наносят на исходную карту

магнитного поля (рисунок, а). Исследуемую территорию по изменению характера магнитного поля Ангаро-Виллюйский разлом северо-восточного направления делит на две части: северную и южную. На исследуемом участке наблюдается система линеаментов субмеридионального направления, среди которых на востоке территории расположена зона регионального Каймоново-Кутского разлома и в центральной части – параллельные ему Окино-Катангский и Тангуйский разломы. На юго-востоке площади выделен Тубинский разлом субширотного простирания. На юге прослеживается Илимский разлом северо-западного направления. В северной части территории выделены кольцевые вулканические структуры.

Таким образом, линеаменты можно выделять как в магнитном, так и в других геофизических полях. Применение методов статистического анализа при картировании линеаментов представляет собой важную основу при интерпретации потенциальных полей и тектоническом районировании изучаемой территории.

Литература

1. Блох Ю.И. Обнаружение и разделение гравитационных и магнитных аномалий: Учебное пособие. М.: МГГА, 1995. 80 с.
2. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебное пособие. М., 2008. 112 с.
3. Ружникова А.А. Выделение аномалий гравитационного и магнитного полей при решении задач структурного картирования на юге Сибирской платформы с использованием дисперсионного анализа // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 322–325.



К.Ж. Семинский, А.А. Бобров
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

РАДОНОВАЯ АКТИВНОСТЬ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

Целью исследования являлось установление главных особенностей поля эманаций радона, ассоциирующегося с разломами земной коры. В основу обобщения положены оригинальные материалы многолетних исследований в Прибайкалье и на смежных территориях, а также данные о радоновых эманациях из других сейсмоактивных регионов мира.

В ходе исследования решались следующие задачи:

1. выявить принципиальные особенности вариаций объемной активности почвенного радона (Q , Бк/м³) поперек крупных межблоковых зон литосферы (на примере Байкальского рифта), а также вкост простирания разломных зон, представляющих их внутреннее строение на разных уровнях иерархии;
2. оценить временные вариации концентрации почвенного радона на основе анализа повторных (периодических и постоянных) измерений параметра Q над активными разломами земной коры;
3. выявить на примере юга Восточной Сибири и смежных регионов главные факторы эманирования и определить их роль в формировании радоновых аномалий у разломов земной коры.

Учитывая сложность строения разломных зон, поставленные задачи авторы решали путем проведения структурной и радоновой съемок вдоль профилей разной протяженности, подавляющее большинство из которых располагалось в центральной части Прибайкалья. Длинные профили пересекли западное (профиль пос. Баяндай – мыс

Крестовский) и восточное (с. Байкало-Кудара – с. Красный Чикой) плечи Байкальского рифта вместе с крупными бортовыми разломами. Профили через более мелкие разломы располагались в центральной части рифта (Приольхонье), в активизированной части древней платформы (Южное Приангарье), в Забайкалье и в других регионах Центральной Азии.

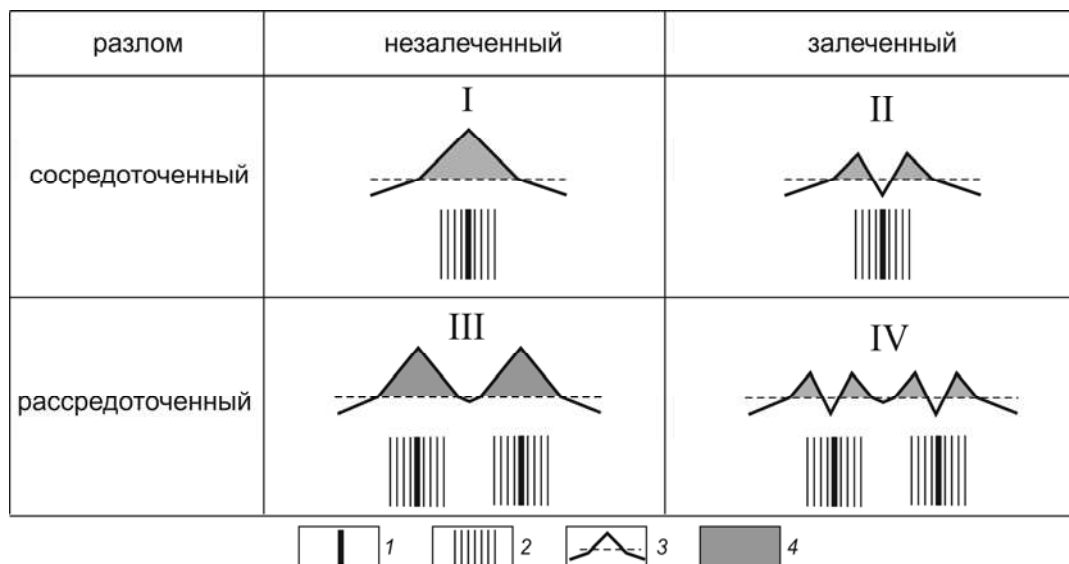
Для определения величины Q использовались два современных прибора отечественного производства, отличающихся по принципам действия, что позволило получать необходимые разновидности оценок изучаемого эманационного параметра. Основу первого комплекта оборудования составлял радиометр радона серии РРА, позволяющий определять величину параметра Q_{PPA} в экспрессном режиме (за 40 мин) и, таким образом, использовать данный вид прибора для мониторинга (с одновременным фиксированием атмосферного давления, температуры и влажности воздуха). Второй комплект оборудования – измерительный комплекс «КАМЕРА-01» – позволял получать абсолютную величину параметра $Q_{КАМ}$, являющуюся интегральной (за 2 сут) оценкой объемной активности почвенного радона. Методические эксперименты, проведенные в одних и тех же пунктах, дали возможность установить зависимость $Q_{PPA}=4.4 Q_{КАМ} + 2000$ с $R^2 \approx 0.7$, что позволяет в первом приближении сопоставлять абсолютные значения параметра Q , полученные в процессе эманационной съемки различными комплектами оборудования. Для выполнения поставленных задач радоновая съемка осуществлялась главным образом в профильном варианте, причем структурные и эманационные пересечения ориентировались вкострости простирания разломных структур с расстояниями между пунктами измерений 2.5, 5, 10, 25, 250 и 2500 м.

Результаты эманационных исследований, проведенных в Прибайкалье посредством мониторинга и профильной съемки разной детальности, а также их сопоставление с собственными и литературными данными из других сейсмичных регионов мира позволили выявить наиболее общие закономерности радоновой активности разломных зон земной коры.

1. Активность почвенного радона вблизи отдельного разлома может меняться в пределах двух порядков в пространстве и времени. Пространственно-временные вариации радоновой активности в разломных зонах земной коры контролируются в основном геодинамическими, эрозионными и планетарными факторами, действующими совместно. Геодинамические факторы (распределение, интенсивность и направление действия тектонических сил) контролируют размеры, строение и активность разлома, что предопределяет размеры, форму и амплитуду аномалии почвенного радона, а также ее вариации в периоды активизации блоковых перемещений. Эрозионные факторы (разрушение и отложение осадков, выветривание) контролируют распределение и размеры участков разломной зоны, заполненных тонкодисперсным материалом, что корректирует размеры, форму и амплитуду радоновой аномалии. Планетарные факторы обуславливают вариации атмосферного давления, которые приводят к периодическим изменениям проницаемости и, следовательно, вариациям концентрации почвенного радона в пределах активных разломных зон земной коры. Другие факторы (геохимический, техногенный) также принимают участие в формировании аномалий почвенного радона, но их роль, по-видимому, является значимой только для отдельных участков земной коры.

Аномалии почвенного радона над разломами отличаются пространственной неоднородностью, которая связана с изменчивостью в проницаемости субстрата зоны сместителя и смежных участков повышенной трещиноватости. Выделяется четыре принципиальных ситуации с учетом наличия/отсутствия заполнителя в разломе сосредоточенного/рассредоточенного типа (рисунок). В простом случае с незалеченным разломом сосредоточенного типа (I) имеет место постепенное повышение объемной активности радона от периферии к магистральному сместителю. В самом сложном случае (IV), т.е. при наличии тонкодисперсного заполнителя (глинка трения, выветрелые породы,

глинистые осадки) и/или системы второстепенных разрывов и блоков с разной проницаемостью, аномалия представлена чередованием участков высоких и низких значений объемной активности радона. Два промежуточных случая (II-III) характеризуются наличием аналогичной («двугорбой» в разрезе) аномалии с периферийными максимумами и осевым минимумом. Однако в случае II минимум располагается над главным разломом с глиной трения, а в случае III – над блоком между двумя проницаемыми второстепенными разломами.



Схематичное изображение аномалий радона, возникающих над разломами земной коры, которые отличаются по строению (сосредоточенного или рассредоточенного типов) и/или наличию заполнителя (залеченные или незалеченные): 1 – зона магистрального сместителя; 2 – зона разрывов второго порядка и повышенной трещиноватости; 3 – график изменения объемной активности почвенного радона (Q) вкост разломной зоны (пунктир – уровень среднего арифметического); 4 – поле аномальных значений параметра Q .

2. Концентрация почвенного радона над зоной активного разлома меняется во времени, что отличает ее от окружающего горного массива, где вариации отсутствуют или минимальны. Амплитуда вариаций объемной активности радона, вычисленная для каждой точки повторных измерений в изученных регионах, имеет характерный поперечный профиль с постепенным увеличением от границ разломной зоны к осевой части. При этом поток подземных газов в отдельные периоды времени по-разному распределяется между разрывами, что создает разнообразные радоновые аномалии над одним и тем же участком разломной зоны. В одних случаях аномалия со временем меняется только по амплитуде, а в других, – и по амплитуде, и по форме. Опыт исследований в Западном Прибайкалье показал, что активные разрывы без тонкодисперсного заполнителя обычно выделяются в пределах аномалии более или менее контрастными пиками.

3. Над проницаемыми участками разломных зон концентрация почвенного радона может изменяться на порядок и более, причем, согласно данным длительного (весна–осень) мониторинга в одном из измерительных пунктов, вариации имеют колебательный характер. Большую часть времени колебания определяются атмосферным давлением, увеличение которого препятствует, а уменьшение, наоборот, способствует выходу радона в атмосферу. Синхронность таких колебаний нарушается в периоды накопления и разрядки значительных напряжений, происходящих в результате перемещений крупных блоков горных пород, которые вызваны местным или удаленным энергетическим источником. В эти сравнительно короткие периоды времени возрастает сейсмическая активность, проницаемость горных пород меняется в импульсном режиме, что отражается

в виде серии кратковременных (менее суток) скачкообразных изменений объемной активности радона.

Установленные закономерности, с одной стороны, свидетельствуют о сложном характере и интенсивных эманациях радона над активными тектоническими нарушениями земной коры, а с другой – открывают новые возможности картирования аномалий и выявления их взаимоотношений со строением разломных зон. Полученные результаты имеют практическое значение для изучения разломов на закрытых территориях, а также оценки радоновой опасности в регионах интенсивного природопользования.

Авторы благодарны сотрудникам лаб. тектонофизики Института земной коры СО РАН к.г.-м.н. А.В. Черемных, к.г.-м.н. С.А. Борнякову, к.г.-м.н. А.С. Гладкову, Ю.П. Бурзуновой и сотрудникам Исследовательского центра по астрономии и геофизике МАН к.ф.-м.н. С. Дэмбэрэлу, Д. Ганзоригу, а также сотруднику Иркутского государственного технического университета к.г.-м.н. М.А. Тугариной за участие в проведении радоновой съемки и первичной обработке ее результатов. Работы проводились при поддержке СО РАН (ОНЗ-7.6), ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (госконтракт №14.740.11.0411) и РФФИ (грант № 12-05-00322).

А.П. Сорокин^{1,2}, А.Т. Сорокина¹, М.А. Серов¹, С.И. Шерман^{1,3}

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

² Амурский научный центр ДВО РАН, Благовещенск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Восточная окраина Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представлена сочетанием микроконтинентов и орогенных поясов. Мезозойская и кайнозойская история их развития была связана с коллизионными и аккреционными событиями глобального масштаба, в результате которых сформировался генетически разнородный ансамбль современных морфоструктур орогенного и платформенного генезиса. Начало дезинтеграции ЦАСП связано с раздвиговыми левосторонними движениями, обусловленными его коллизией с Северо-Азиатским кратоном. Коллизия четко вычленила Амурский геоблок с ярко выраженным северо-восточным и близмеридиональным простирием структур. В центральной части блока в средней юре – раннем мелу возникли вулканогенно-плутонические системы Большого и Малого Хингана, Ичунь-Юйцюаня и нижней Зеи, послужившие основой Восточно-Азиатского внутриконтинентального рифтогенного пояса [1]. Он представлен Суннэнь-Зейской системой впадин, характеризующейся устойчивым режимом прогибания. Области седиментации были ограничены с запада Малохинганским, с востока – Цзямусы-Буреинским, а с севера и юга – Янкано-Тукурингро-Джагдинским и Шара-Мурэнским горноскладчатыми сооружениями, восходящий режим которых сохранялся на протяжении всей истории существования бассейнов (рисунок).

С эоцена – с начала неотектонического этапа – тектонические движения земной коры на рассматриваемой территории были во многом связаны со смещением Амурской плиты по сдвиговым зонам Охотской плиты в южном, а Евразийской – в восточном направлении [2]. Движения способствовали формированию разрывов и зон повышенной проницаемости, служащих каналами для дегазации недр и разгрузки флюидов. Активизировались также сейсмические процессы, которые особенно широко проявлены на границах блоков, вдоль Монголо-Охотской (Северо- и Южно-Тукурингрской), Муданцзянской, Нэньцзян-Селемджинской, Тан-Лу, Намурэхэ систем глубинных разломов.

Сложные по кинематике межплитные и межблоковые движения привели к созданию разломно-блоковых структур современного облика. Важнейшие из них – структуры субширотного простирания. Вдоль системы разломов Намуэрхэ сформировалось Сунью-Хинганское поднятие, разделившее Зейско-Буреинский бассейн и впадину Сунляо. Система разломов Нэньцзян-Селемджинская ответственна за образование Амуро-Мамынского поднятия, разделившего Зейско-Буреинский бассейн на Амуро-Зейский и Нижнезейский [3]. Подвижки по системам разломов (Нэньцзян-Селемджинский, Хинганский, Монголо-Охотский, Западно-Туранский и др.) определили формирование межгорных понижений и краевых прогибов.

Кинематические движения на границах Евразийской, Амурской и Охотской литосферных плит обусловили формирование в пределах Амурского геоблока разломно-блоковых структур более высоких порядков. На их границах наблюдается высокая концентрация напряжений земной коры, приводящая к нарушению устойчивости геологической среды и межблоковым деформациям, которые нередко служат спусковым механизмом для формирования очагов землетрясений различной магнитуды. В пределах рассматриваемого региона выделено четыре зоны современной деструкции литосферы [4]. Ось первой располагается в северной части площади и совпадает с группой субширотных разломов Становой зоны. Она является естественным продолжением северо-восточного сегмента зоны современной деструкции литосферы в Байкальской сейсмической зоне, но степень ее развития существенно слабее, поскольку совершенно не зафиксированы сильные землетрясения.

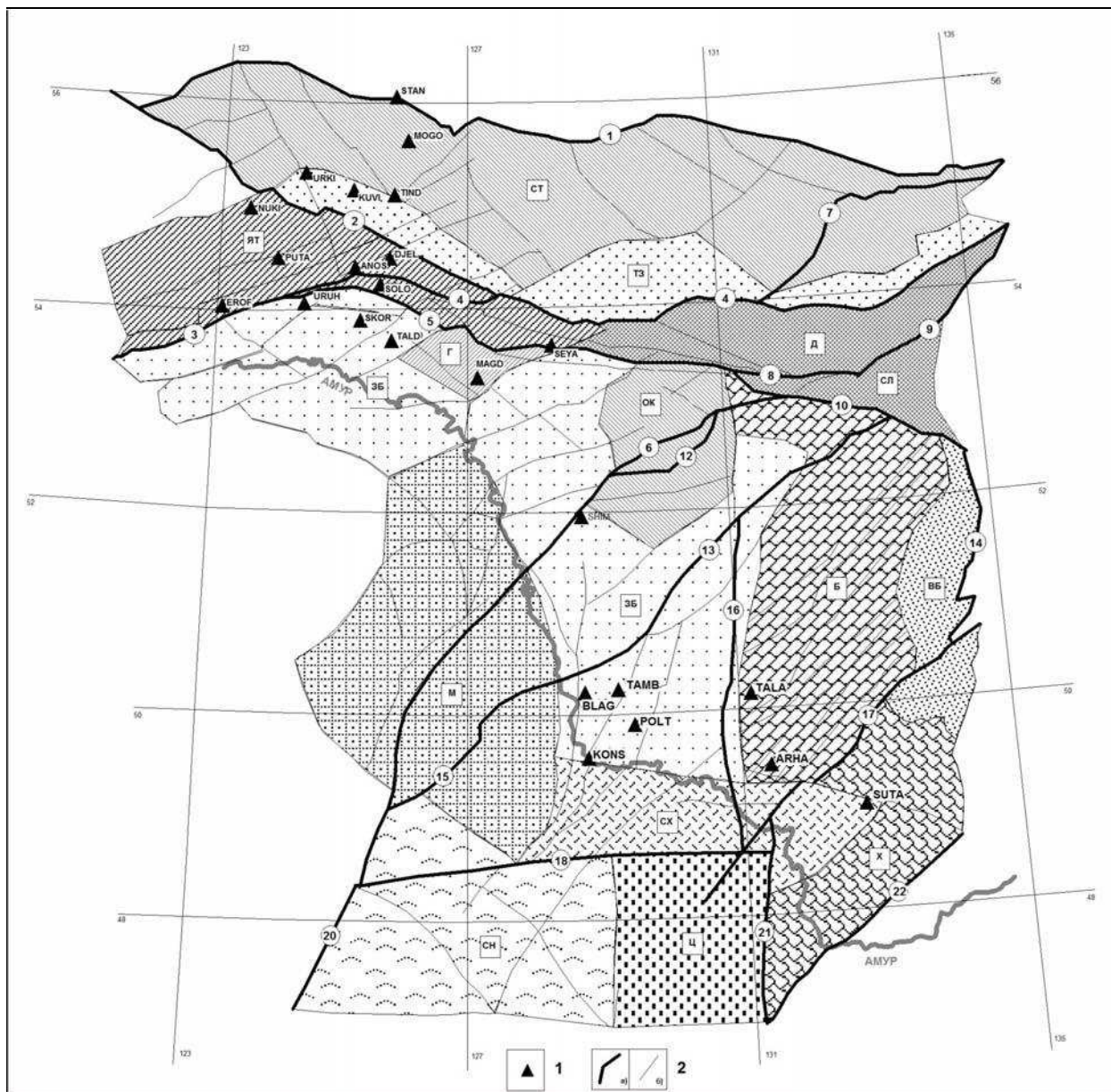
Южнее, с аналогичным широтным простиранием, выделяется вторая зона современной деструкции литосферы, отражающая активизацию группы Северо- и Южно-Турурингских разломов. По концентрации очагов землетрясений уверенно намечается дистальное продолжение зоны деструкции на запад и восток. Это свидетельствует о далеко не завершенном ее формировании. Две относительно короткие северо-западного простирания зоны деструкции отходят от второй зоны, образуя блок параллелограммной формы между Становой и Монголо-Охотской системами разломов. Его формирование и активизация выделяемых ограничений северо-западного простирания вызваны крупными по амплитуде левосторонними смещениями вдоль названных выше Становой и Монголо-Охотской систем разломов, ограничивающих Амурскую литосферную плиту.

В юго-западной части территории расположена третья зона современной деструкции литосферы, сформированная Нэньцзян-Селемджинской системой разломов. Она простирается на северо-восток и кулисно сочленяется с системой разломов Намуэрхэ, являющейся составной частью крупнейшей на востоке Азии системы сдвиговых разломов Тан-Лу. Последние здесь формируют четвертую на территории зону современной деструкции литосферы.

Геодезические наблюдения за современными движениями разломно-блоковых структур земной коры на территории восточной части ЦАСП проводятся с 2001 г. Первый геодезический полигон был организован совместными усилиями сотрудников ИГиП ДВО РАН и ИЗК СО РАН. Он представляет собой субширотный профиль от VLAG (г. Благовещенск) до SUTA (ст. Известковая (Еврейская АО)), в состав которого входит пять реперных и один стационарный пункт наблюдений. В 2007 г. сотрудниками ИГиП ДВО РАН организован северный геодинимический полигон, который простирается от EROF (п.г.т. Ерофей-Павлович) до ZEYA (г. Зeya) и от MAGD (п.г.т. Магдагачи) до STAN (п. Нагорный). Он насчитывает 14 реперных и три стационарных пункта наблюдений.

На основе геодезических наблюдений с использованием GPS технологий, на восточной окраине Амурской литосферной плиты установлено направление и скорости сдвиговых смещений блоков. Движение их происходит в ЮВВ направлении, а скорость на некоторых участках достигает 30 мм/год [2]. Результаты изучения современных движений позволяют заключить, что районы повышенной дисперсии векторного поля скоростей

пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности, что говорит о современной активности существующих разломно-блоковых структур. Наиболее интенсивно эти процессы протекают на границе блоков, проницаемость которых дифференцирована по площади и наиболее значительна в узлах пересечения разрывных нарушений.



Мезозойско-кайнозойские разломно-блоковые структуры (области) восточной части ЦАСП.

1 – пункты GPS-наблюдений; 2 – разломы: региональные (а), локальные (б): 1 – Становой, 2 – Желтулакский, 3 – Монголо-Охотский, 4 – Северо-Тукурингрский, 5 – Южно-Тукурингрский, 6 – Нинни-Сагайский, 7 – Удыхинский, 8 – Ланский, 9 – Улигданский, 10 – Пауканский, 12 – Буссе-Норский, 13 – Селемджинский, 14 – Тастахский, 15 – Синкайлинский, 16 – Западно-Туранский, 17 – Хинганский, 18 – Намуэрхэ, 20 – Нэньцзян, 21 – Муданьцзянский, 22 – Ишу-Харпийский.

Орогенные разломно-блоковые структуры: СТ – Становая, СЛ – Селемджинская, ЯТ – Янкано-Тукурингрская, Д – Джагдинская, Г – Гонжинское, ОК – Октябрьское, Б – Буреинское, М – Малохинганское, СХ – Сунью-Хинганская, Ц – Цямусинская, Х – Хинганская. Равнинно-платформенные (депресссионные) структуры: ЗБ – Зейско-Буреинская, СН – Сунляо. *Межгорные понижения с аккумулятивными впадинами:* ТЗ – Тынденско-Зейское, ВБ – Верхне-Буреинское.

Государственная граница проходит по реке Амур.

На примере Зейско-Буреинского бассейна с использованием гелиеметрических и атмосферических методов выявлены активно "дышащие" зоны, фиксируемые разнопорядковыми аномалиями водорастворенных и сорбированных в породах газов, служащие каналами для дегазации недр, разгрузки флюидов и разрядки глубинной энергии, возникающей при активизации современных геодинамических процессов [5].

Детальный анализ сейсмологических данных за последние 20 лет позволил оценить периоды сейсмической активизации и затишья, а также проследить миграцию очагов землетрясений внутри блоков и вдоль их границ. Результаты изучения дегазации недр в процессе многолетних режимных наблюдений на Константиновском месторождении минеральных вод показали изменение интенсивности газового потока во времени, что, в свою очередь, подтверждается значительным диапазоном изменений концентраций водорастворенного гелия. Реакция на изменение напряженно-деформированного состояния блоков проявлялась резкоамплитудным снижением концентраций водорастворенного гелия и изменением состава микроэлементов. Подобные эффекты фиксировались гелиеметрическими методами на расстоянии до 220 км от пункта режимных наблюдений (с. Константиновка) [5].

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что современная геодинамика блоковых структур восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса во многом определяется движениями, связанными с процессами, происходящими вдоль границ Евразийской, Охотской и Амурской литосферных плит.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (проект 11-05-98510) и РФФИ (проекты 11-05-98577, МК-1167.2012.5).

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка / Под ред. Л.И. Красного. СПб. – Благовещенск – Харбин, 1999. 135 с.
2. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 299–311.
3. Сорокин А.П., Махинов А.Н., Воронов Б.А., Сорокина А.Т., Артеменко Т.В. Эволюция бассейна Амура в мезозое-кайнозое и ее отражение в современной динамике рельефа // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 72–80.
4. Шерман С.И., Сорокин А.П., Сорокина А.Т., Горбунова Е.А., Бормотов В.А. Новые данные об активных разломах и зонах современной деструкции литосферы Приамурья // ДАН. 2010. Т. 435, № 5. С. 685–691.
5. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. Разломно-блоковые структуры восточной окраины Амурской литосферной плиты, их сейсмичность и флюидный режим // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 16–29.

Ю.П. Стефанов, Р.А. Бакеев

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск, Россия

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОН ЛОКАЛИЗАЦИИ В СЛОЕ ГЕОСРЕДЫ ПРИ СДВИГЕ ОСНОВАНИЯ

До настоящего времени основным направлением изучения закономерностей формирования деформационных структур в земной коре являются наблюдения природных объектов и экспериментальные исследования, выполненные на эквивалентных материалах, например [1–3]. Несмотря на множество экспериментальных данных, их обобщений и построения схем процесса [4], остался ряд вопросов о строении и конфигурации зон нарушений, а также о напряженно-деформированном состоянии в

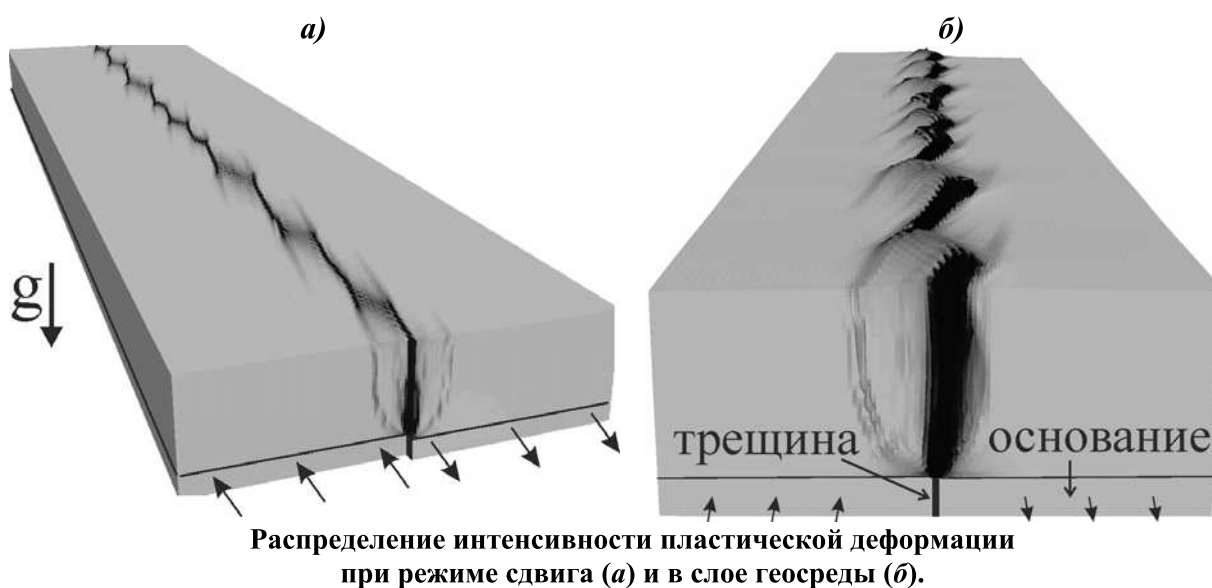
толще массива, которые не могут быть выяснены в рамках экспериментов и аналитических оценок.

Рассмотрим задачу о деформировании слоя среды, в основании которого имеется продольный надрез (рисунок, *а*, *б*). Слой находится под действием силы тяжести и лежит на жестком основании. Нагружение слоя осуществлялось путем смещения левой и правой частей основания в противоположных направлениях вдоль надреза. На передней и задней гранях были использованы замкнутые условия, имитирующие бесконечную протяженность слоя. На боковых гранях, параллельных плоскости надреза, рассматривались условия скольжения и условия напряжений, обеспечивающие отсутствие деформации под действием силы тяжести.

Описание деформации среды за пределом упругости осуществлялось в рамках модифицированной модели Друкера–Прагера–Николаевского [5]. Для моделирования процесса деформации слоя геосреды использован подход, который основан на решении уравнений динамики упругопластической среды по явной численной схеме.

На упругой стадии и в начале развития упругопластической деформации в условиях разрывного сдвига основания напряженно-деформированное состояние слоя среды имеет характерный для трещины продольного сдвига вид. Однако по мере развития деформации за пределом упругости возникает серия полос локализованного сдвига, характерных для геологических сред, напряженное состояние становится неоднородным.

Развитие полос локализации деформации происходит от вершины надреза в основании. На начальном этапе на поверхности, в узкой зоне над линией надреза, можно увидеть мелкую сеть полос локализации одинаковой длины. По мере деформирования зона, в которой сосредоточены полосы локализации, расширяется, при этом развивается лишь часть из них, благодаря чему расстояние между полосами возрастает. В результате на поверхности и в горизонтальных сечениях формируется достаточно регулярная система *R*-сколов Риделя. На рисунке, где представлены результаты расчетов в объемном виде, хорошо видно, что с ростом глубины сужается зона, в которой формируются полосы локализованной деформации. По мере приближения к исходному разлому (надрезу) пластическая зона вырождается в линию разрыва. Наибольшее изменение ширины зоны локализации наблюдается в нижней части слоя среды, тогда как в средней и верхней частях слоя эта ширина меняется мало. Несмотря на то, что область, в которой имеются необратимые деформации, интенсивно расширяется по мере приближения к поверхности, формирование полос локализованного сдвига наблюдается лишь в ее центральной части [6]. В связи со специфической формой развития деформации нарушения подобного типа называют «цветковыми» структурами горизонтального сдвига [1, 2].



С глубиной нередко меняется угол наклона полос локализации в горизонтальной плоскости. В нижней части слоя наблюдалось отклонение от прямолинейного вида концевых участков полос в направлении к боковым стенкам, так что полосы имели вытянутый S-образный вид, что связано с изменением напряженного состояния по мере удаления от оси сдвига.

В вертикальных сечениях, параллельных плоскости исходного разрыва, в основании хорошо заметно искривление полос локализации, в нижней части они пологие, а по мере приближения к поверхности становятся почти вертикальными. Наибольшее изменение угла наклона имеет место примерно до середины толщины слоя. Таким образом, учитывая непрямолинейный характер полос в горизонтальных сечениях, можно говорить о сложной пропеллерообразной форме зон локализации – зон нарушений осадочного слоя.

Важнейшей особенностью процесса является то, что локализация деформации и разрушение происходят в виде серии наклонных поверхностей, меняющих с глубиной свою форму. В горизонтальных сечениях, особенно в верхних слоях, можно выделить центральную часть, в которой сосредоточены участки полного разрушения и периферическую, где развиваются оперяющие зоны локализации. В ходе сдвига участки разрушения могут сливаться и образовывать зигзагообразный разлом с оперяющими трещинами. До возникновения разрывов вблизи поверхности и формирования зигзагообразного разлома интенсивность сдвиговой деформации с глубиной возрастает.

Изменение рельефа поверхности оказывается достаточно сложным ввиду того, что наряду с образованием складок, связанным со смещениями вдоль линий локализации, заметный вклад в развитие деформации вносит дилатансия (рисунок, б). Развитие дилатансии в зоне локализации приводит к подъему поверхности. Кроме того, вокруг линий локализованного сдвига возникают приращения напряжений и деформаций разных знаков аналогично процессу вблизи наклонных трещин или трещин поперечного сдвига. Возникают зоны разряжения и избыточного сжатия, а значит, опускание и подъем поверхности [6].

Проведенные расчеты показали, что для построения целостной картины распределения напряженно-деформированного состояния, особенно если это касается процессов локализации деформации и разрушения, во многих случаях необходимо трехмерное моделирование. Рассмотрение изолированных двумерных сечений среды не всегда позволяет построить полную картину развития деформации, в частности проследить развитие полос локализованной деформации в пространстве. В то же время для получения общих представлений и первичных оценок о характере процесса могут быть полезными двумерные расчеты [7]. Такие оценки оказываются наиболее верными вблизи источника деформации, который в значительной мере определяет процесс деформации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00661-а) и Интеграционного проекта СО РАН № 127.

Литература

1. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–18.
2. Sylvester G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100, № 31. P. 1666–1703.
3. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: Т. 1. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.
4. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 1. P. 45–67.
5. Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35. Вып. 6. С. 1017–1029.
6. Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Формирование полос локализованного сдвига в слое геосреды при разрывном сдвиге основания // Физическая мезомеханика. 2012. Т. 15. № 2. С. 77–84.

7. Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Смолин И.Ю. О закономерностях деформирования горизонтальных слоев среды при разрывном сдвиговом смещении основания // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12, № 1. С. 83–89.



А.А. Тарасова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА КАЙНОЗОЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ ПРИОЛЬХОНЬЯ

В работе представлены результаты физического моделирования кайнозойской геодинамики Приольхонья. В основу моделирования положены результаты полевых тектонофизических исследований в зонах разноранговых разломов в пределах Приольхонского геодинамического полигона, показывающие неоднородный, меняющийся во времени характер полей напряжений [1–4]. Постановка экспериментов преследовала цель – выяснить, в какой временной последовательности проявлялись разные восстановленные по геолого-структурным данным типы полей напряжений. В рамках поставленной цели решались три основные задачи:

1. по опубликованным данным определить основные типы полей напряжений, существовавших в разломных зонах Приольхонья в кайнозойское время и вероятную последовательность их проявления;
2. охарактеризовать вероятную модель кайнозойской геодинамики Приольхонья как структурного элемента Байкальской рифтовой зоны;
3. провести экспериментальную проверку геодинамической модели.

Основные типы полей напряжений в разломных зонах Приольхонья. Для исследования полей напряжений в разломных зонах Приольхонья в течение ряда лет проводились детальные тектонофизические полевые исследования на геодинамическом полигоне, в пределах которого проходят два крупных рифтообразующих разлома: Приморский и Ольхонский. Результаты этих исследований, в обобщенном виде представленные в [2], показывают, что в пределах исследованного участка в кайнозойское время существовали пять типов полей напряжений (таблица).

Типы напряженного состояния в зоне Приморского сброса

Тип	Вариации углов наклона векторов главных напряжений			Морфолого-генетические типы разломов
	σ_1	σ_2	σ_3	
Растяжение	0–30°	0–30°	61–90°	сбросы
Растяжение со сдвигом	0–30°	31–60°	31–60°	сдвиго-сбросы, сбросо-сдвиги
Сжатие	61–90°	0–30°	0–30°	взбросы, надвиги
Сжатие со сдвигом	31–60°	31–60°	0–30°	сдвиго-взбросы, взбросо-сдвиги
Сдвиг	0–30°	61–90°	0–30°	сдвиги

Примечание. σ_1 – ось минимального сжатия (растяжение), σ_3 – ось максимального сжатия, σ_2 – промежуточная ось

Из приведенных типов напряженного состояния три были приняты за основные: растяжение, сжатие и сдвиг.

Геодинамическая модель. Разрывная структура Приольхонья является составным элементом Байкальского рифта (БР), а в более широком плане – Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), в связи с чем формирование первой необходимо рассматривать в генетическом единстве с более крупной материнской структурой – БРЗ.

Представления о механизме формирования БРЗ долгое время были разными, нередко взаимоисключающими точками зрения. Предметом спора была и остается

природа рифтогенного растяжения. С момента открытия аномальной мантии под БРЗ и начала развития идей тектоники плит в интерпретации механизма формирования БРЗ доминировали идеи активного и пассивного рифтогенеза. Сторонники первой из них принимали за источник рифтогенного растяжения литосферы однонаправленный поток аномальной мантии, тогда как их противники связывали природу этого растяжения с Индостанской коллизией или планетарными пульсационными и другими процессами за пределами зоны рифтогенеза. С ростом изученности структуры и геодинамики Центральной Азии многолетняя дискуссия вылилась в признание возможной кооперативной роли разных энергетических источников в Байкальском кайнозойском рифтогенезе. В настоящее время предполагается, что БРЗ формировалась под влиянием сложного сочетания активного и пассивного механизмов, при сменяющейся во времени ведущей роли то одного, то другого. Структурно-геологические исследования, базирующиеся на серии тектонофизических методов (методы Даниловича, Гзовского, Анжелье и др.), указывают на неоднократную смену напряженного состояния в пределах БРЗ начиная с позднего олигоцена. Опубликованные последние результаты стресс-анализа показывают, что в интервале с позднего олигоцена до настоящего времени напряженное состояние в пределах разных сегментов БРЗ менялось не менее трех–четырёх раз. При этом отмечается, что первоначальная активизация тектонических движений в БРЗ происходила в условиях С-СВ сжатия, что, вероятно, обусловлено движением Индостанской плиты. Дальнейшая и современная эволюция БРЗ связывается с изменяющимися во времени соотношениями между воздействием Индостанской коллизии, подлитосферной мантийной конвекцией под БРЗ и сложными пульсирующими движениями Тихоокеанской плиты. Эти перечисленные геодинамические особенности были учтены при постановке экспериментов.

Условия и результаты моделирования. Эксперименты проводились на специально созданной установке. Модельным материалом служила водная паста бурой глины [2]. Начальная структура модели была представлена двумя блоками разной вязкости, сочленяющимися по наклонной плоскости (рисунок, А). Более вязкий блок 1 (СП) имитирует Сибирскую платформу, наклонная плоскость соответствует древней сuture, сформировавшейся при закрытии палеозойского океана и надвигании аккреционных масс на край Сибирской платформы, а менее вязкий блок 2 (АП) представляет аналог Амурской плиты. Разновариантные по способам деформирования моделей постановочные эксперименты показали, что наибольшее подобие с природным аналогом имеют структурные ситуации, полученные в моделях воспроизводящих двухстадийный, гетерогенный механизм формирования БРЗ. В этих экспериментах первая деформационная стадия была обусловлена боковой нагрузкой (рисунок, А, стрелки 3), имитирующей давление со стороны Индостанской плиты, во вторую стадию к действующей боковой нагрузке добавлялась нагрузка на подошве модели (рисунок, А, стрелки 4), имитирующая действие мантийного конвекционного потока. Движения Тихоокеанской плиты в данном случае не учитывались, хотя, как показали ранее выполненные экспериментальные исследования, именно они могли порождать кратковременные эпизоды сжатия Ю-В (С-З) направления, восстанавливаемого по полевым структурно-геологическим данным [5].

В первую стадию активизировался шов между блоками 1 и 2 по типу простого сдвига, что сопровождалось заложением и развитием сдвиговой зоны в аллохтонной части блока 2. Деформационный процесс продолжался до тех пор, пока не сформировалась хорошо выраженная разрывная структура сдвиговой зоны (рисунок, Б, а). В рамках второй стадии сдвиговая зона под действием растягивающих усилий в основании модели трансформируется в зону растяжения. Составляющие ее внутреннюю структуру системы сдвиговых разрывов перерождаются в сбросы, формируя ступенчатую морфологию крыла, характерную для рифтовых структур (рисунок, Б, б–е). При этом активное перемещение блока 2 по наклонной плоскости, имитирующей древнюю сuture,

способствует формированию над ней системы листрических сбросов с выполаживающимися плоскостями сместителей на глубине. Эта структурная особенность характерна для Приольхонья.

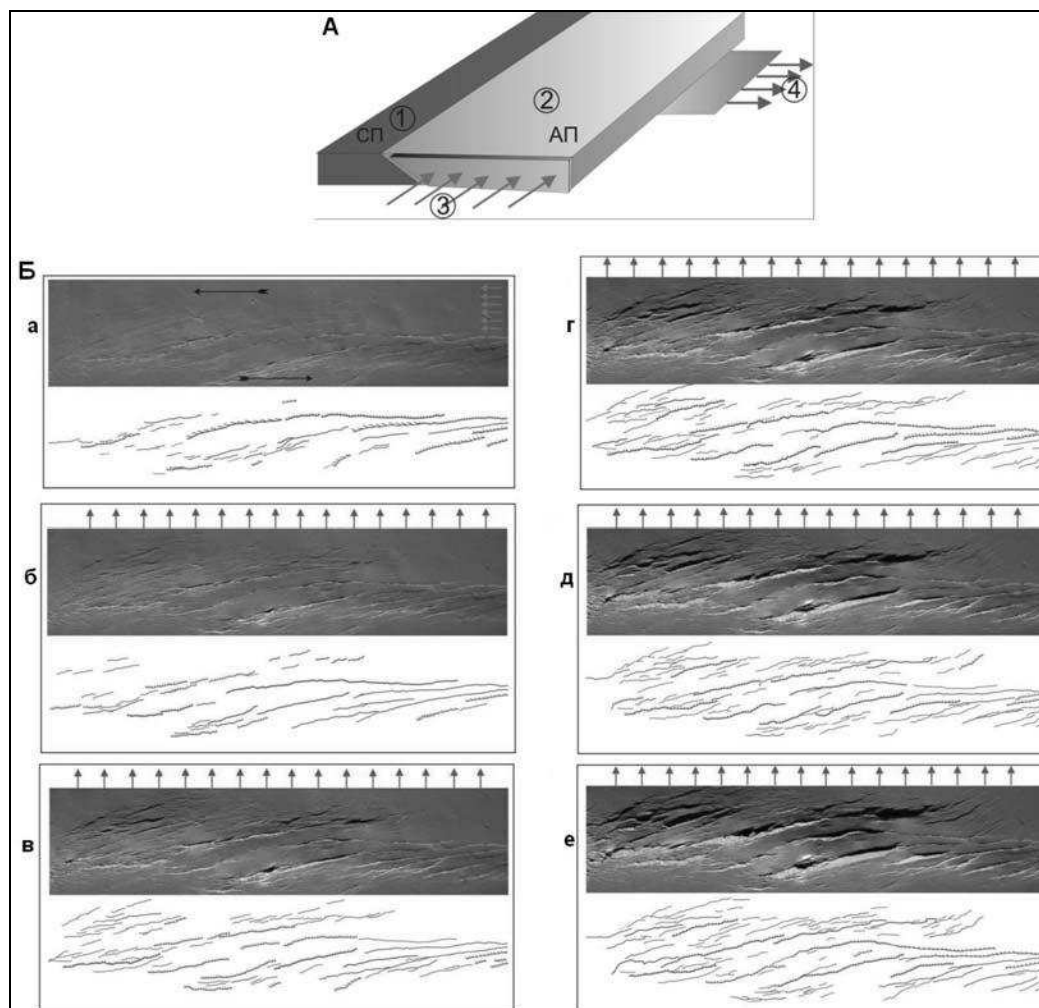


Схема использованной в экспериментах модели и направление действующих на нее деформационных нагрузок (А) и разрывные системы в модели и их структурные схемы в разное время развития деформационного процесса (Б).

а – 30-я минута эксперимента; б – 32-я минута эксперимента; в – 34-я минута эксперимента; г – 36-я минута эксперимента; д – 38-я минута эксперимента; е – 40-я минута эксперимента.

Выводы. В целом полученные результаты моделирования показывают, что сдвиговое поле напряжений является первичным по отношению к рифтогенному и может быть обусловлено движениями Индостанской плиты. Это поле предопределило структурный рисунок сдвиговых разрывных систем, трансформировавшихся в более позднее поле растяжения в системы листрических сбросов.

Литература

1. Шерман С.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сибирское отд-е, 1989. 157 с.
2. Семинский К.Ж., Гладков А.А., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных рифтовых зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2005. 293 с.
3. Саньков В.А., Парфеевец А.В. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 151 с.

4. Черемных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера. 2011. № 1. С. 135–142.

5. Борняков С.А. О механизме формирования юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // Доклады АН. 2004. Т. 399, № 2. С. 221–223.

Т.Ю. Тверитинова

Московский государственный университет, Москва, Россия

**ЛИНЕАМЕНТЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ФРАКТАЛЬНО-
ВОЛНОВЫХ СВОЙСТВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ
(НА ПРИМЕРЕ АНАЛИЗА ЛИНЕАМЕНТОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)**

Составлена схема линеаментов района Сибирской платформы и ее обрамления (рисунок). Проанализирована связь линеаментов с геологическими и геофизическими объектами. Выделены четыре системы линеаментов (меридиональные, широтные, северо-восточного и северо-западного простирания) разного масштаба (мелкие и крупные линеаменты, линеаментные зоны), а также элементы кольцевых и вихревых структур. Меридиональным линеаментам в приповерхностной зоне отвечают как структуры отрывного типа, так и зоны концентрации взбросо-надвиговых деформаций. Наиболее крупные меридиональные структуры – Приенисейская и Нижнеленская вдоль границ Сибирской платформы и Байкало-Таймырская внутри платформы (соответствует внутриплатформенной зоне сочленения блоков фундамента). Широтные линеаменты подчеркивают наличие в регионе широтных волнообразных структур сжатия. Наиболее крупными широтными структурами являются северная Прибрежная (северное ограничение платформы), центральная Тунгусско-Вилнойская и южная Монгольская (южное ограничение платформы) линеаментные зоны. Системы диагональных линеаментов (северо-западного и северо-восточного простирания) представляют сквозные структуры вдоль крыльев антеклиз и синеклиз на платформе, антиклинорий и синклинорий в ее обрамлении, вдоль зон распространения интрузивных тел и больше всего напоминают системы сколов, часто с боковыми отходами структур. В пользу сдвиговой природы диагональных структур свидетельствует концентрация в диагональных зонах кулисно-расположенных меридиональных или широтных линеаментов (зоны сдвиговых деформаций). Наиболее крупными диагональными структурами являются Предверхоаянская и Саянская линеаментные зоны северо-западного и Таймырская и Байкальская зоны северо-восточного простирания. Повсеместно с различной детальностью дешифрируются дуговые и кольцевые (с дополняющими их радиально-ориентированными) линеаменты, отражающие геометрию структур центрального типа – магматических массивов, плюмов, геоконов и т.д. Четко выражены Верхоаянская, Анабарская, Патомская, Путоранская и другие кольцевые структуры. Нередко по характерным структурным рисункам (структуры типа конских хвостов, зоны сдвиговых деформаций и т.д.) выделяются вихревые образования с определенным направлением вращения, например Верхоаянская правозакрученная вихревая структура.

Проведено сопоставление составленной схемы с линеаментными схемами других авторов [1–3 и др.]. Основой всех исходных материалов для дешифрирования является одна и та же геологическая ситуация, по-разному отраженная на топокартах в особенностях рельефа, аэрофотоснимках в особенностях ландшафтов, в геофизических полях. Схемы разных авторов отличаются по степени детальности, выделению в качестве



Схема линеаментов и кольцевых структур:

А – схема линеаментов и кольцевых структур Восточной Сибири. Линеаменты (тонкие линии – мелкие, толстые линии – относительно крупные): *1* – меридиональные, *2* – широтные, *3* – диагональные (северо-западного и северо-восточного простирания); *4* – кольцевые структуры (*1* – Верхоянская, *2* – Патомская, *3* – Путоранская, *4* – Анабарская, *5* – Алданская, *6* – Мунская, *7* – Тунгусская, *8* – Восточно-Саянская); *Б* – линеаменты меридионального и широтного простирания; *В* – линеаменты северо-восточного и северо-западного простирания; *Г* – фрагмент "Карты линеаментов и кольцевых структур платформенных областей Сибири по данным дешифрирования космических снимков [3].

главных одних либо других систем линеаментов. Объективные причины различий, вероятно, связаны с разным типом и качеством исходных материалов, субъективные – с действием "человеческого" фактора (индивидуальный подход). Разные схемы, вместе с тем, имеют много общего в распределении главных геометрически значимых одномасштабных объектов. Главные линеаменты отвечают градиентным зонам разного

характера, в первую очередь их структурной делимости, развивающейся в соответствии с внутренней структурной неоднородной геометрией объектов и полем их внешнего нагружения. В виде линеаментов можно увидеть контакты, разломы, зоны концентрации деформаций, перегибы, зоны резкого изменения различных качественных или количественных параметров структур и т.д. Схемы распределения линеаментов отражают дискретность неоднородной геологической среды. Обычно в любых масштабах схемы распределения линеаментов очень похожи (подобны), то есть эта дискретность имеет фрактальный характер. Неоднородное распределение линеаментов выявляется по схемам плотностей линеаментов, суть которых состоит в отражении волновых свойств геосреды как среды неоднородного распределения напряжений. То есть распределение линеаментов отражает как фрактальные, так и волновые параметры геосреды.

Структурная значимость линеаментов состоит в том, что они существенно дополняют геологическую информацию. На геологических картах нанесены геологические границы и обычно разломы, выраженные в масштабе карты по масштабам смещения. Но в геологической среде гораздо больше разломов "неявных", "скрытых", отвечающих градиентным по различным параметрам зонам, имеющих свою геометрию, которая обязательно отразится на схемах линеаментов. В линеаментных схемах и схемах их плотностей наиболее ярко проявлено единство непрерывной и прерывистой деформаций (и процесса деформирования) геологической среды, для чего давно уже использовались термины "глыбово-волновой", "складчато-разрывной" [4] или "фрактально-волновой" [5] в современной терминологии. В отличие от геологов, геофизики, специалисты изучающие распределение полезных ископаемых, сейсмологи и др., имеющие дело с "плотностными" картами различных параметров, давно используют неразделимость фрактальных и волновых свойств геологической среды для статистического прогноза геологической ситуации по самым различным геоморфологическим или геофизическим параметрам [5, 6].

Таким образом, линеаменты – неотъемлемые атрибуты геологической среды, отражающие ее фрактально-волновые свойства, на что автор уже указывал ранее [7–10].

Литература

1. Анохин В.М. Особенности строения планетарной линеаментной сети: Автореф. дис... доктора географических наук. СПб., 2010.
2. Буш В.А., Трифонов В.Г., Шульц С.С. (мл.) Системы активных линеаментов Евразии по данным дешифрирования космических снимков // 27 МГК. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 42–53.
3. Пономарев Б.Я. Линейные и кольцевые структуры Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 234–242.
4. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
5. Петров О.В. Диссипативные структуры Земли как проявление фундаментальных волновых свойств материи. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 304 с.
6. Вадковский В.Н., Захаров В.С. В чем красота геологических тел? Научная конференция «Ломоносовские чтения», М., 2003. // <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1169088>.
7. Тверитинова Т.Ю. Эволюция общепланетарных полей напряжений как доказательство пульсационной динамики Земли // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всероссийского совещания "Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность" (Иркутск, 2003). Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. С. 189–193.
8. Тверитинова Т.Ю. Волновая тектоника и вергентность структур сжатия Земли // Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 112–118.
9. Тверитинова Т.Ю. О фрактально-волновой природе геологической среды // Тезисы научной конференции «Ломоносовские чтения», М., 2007. <http://geo.web.ru:8103/db/>.
10. Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н. Разрывные нарушения как фрактальные динамические системы // Тезисы научной конференции «Ломоносовские чтения». М., 2005. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1172760>.



О.В. Токарева, И.В. Буддо
ЗАО Иркутское электроразведочное предприятие, Иркутск, Россия

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Известно, что тангенциальные напряжения осадочного чехла краевых частей Сибирской платформы привели к формированию на границе раннего и позднего палеозоя систем складчато-надвиговых поясов. Каждая из систем характеризуется определенным типом геологического, а следовательно, и геоэлектрического строения. Изучение валовых и других типов соляных структур методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) позволяет выделить в разрезе осадочного чехла участки с присутствием аномальных коллекторов, в процессе бурения характеризующихся как поглощением, так и притоком пластовой воды.

В данной работе рассмотрены геоэлектрические характеристики трех различных типов соляных структур: киренского, марковского и непского.

Цель работы заключается в рассмотрении геоэлектрического строения трех различных типов соляных структур юга Сибирской платформы, проведении их сравнительного анализа и оценке степени влияния трехмерных неоднородностей, связанных с раздувами солей, на кривые электромагнитных зондирования (ЭМЗ) во временном диапазоне, соответствующем подсолевым отложениям осадочного чехла.

Исследования геоэлектрических свойств валообразных структур проводились в рамках поисково-разведочных работ на нефть и газ методом ЗСБ. Метод основан на изучении поля переходных процессов, которое возбуждается в земле при изменении тока в контролируемом импульсном источнике.

В настоящее время при проведении интерпретации материалов ЭМЗ применяется подход одномерной инверсии (1D). Применение данного подхода подразумевает, что исследуемая среда может быть аппроксимирована горизонтально-слоистым разрезом, где геоэлектрические характеристики горизонтов изменяются только по вертикали. Однако присутствие трехмерных неоднородностей, частым случаем которых является солевая тектоника, существенно осложняет интерпретацию материалов ЭМЗ в 1D-режиме. Зачастую изменение сопротивления глубокозалегающих горизонтов разреза вызвано влиянием вышезалегающей трехмерной неоднородности. Таким образом, изучение степени влияния неоднородностей, связанных с проявлением солевой тектоники на кривые ЭМЗ, представляется актуальной задачей, решение которой позволит существенно повысить точность интерпретации результатов электромагнитных исследований.

Объектом исследования являются валообразные структуры, связанные с раздувами солей среди отложений карбонатно-галогенного комплекса.

Известно, что осадочный чехол юга Сибирской платформы по структурно-литологическим признакам делится на три комплекса: подсолевой – терригенно-карбонатный, солевой – галогенно-карбонатный, надсолевой – преимущественно терригенный комплекс [2].

Наиболее интенсивные проявления соляной тектоники развиты вдоль Байкало-Патомской окраины Сибирской платформы среди отложений галогенно-карбонатного комплекса (усольской, бельской, ангарской и литвинцевской свит нижнего–среднего кембрия). Внутри этой толщи отчетливо выделяются отдельные пласты карбонатов (осинский пласт в низах усольской свиты, бельские карбонаты, булайский пласт), а также множество более мелких прослоев, придающих жесткость соленосному комплексу и способствующих передаче напряжений на большие расстояния. В то же время пластичные

соли обеспечивают высокую подвижность пород этого комплекса – здесь фиксируется большинство горизонтов скольжения.

Большинство складчатых структур, связанных с развитием соляной тектоники, относятся к Предбайкало-Патомскому надвиговому поясу, который дифференцируется на: прифронтальную Киренскую зону интенсивных надвиговых процессов – высшей степени эволюции, представленную преимущественно рамповыми складками (крупными антиклинориями);

1. промежуточную Марковско-Ичерскую зону линейной и брахиформной складчатости (складко-взбросы);

2. передовую Непскую зону чешуйчатых вееров (складки-срывы).

Результаты электромагнитных исследований. Киренский тип складчатости представлен на примере Ичиро-Киренского вала. Ичиро-Киренский вал (рисунок, А) представляет собой крупную вытянутую в северо-восточном направлении антиклинальную структуру (типа складко-взброс), связанную с увеличением мощности солей в интервале отложений усольской свиты. Ширина вала составляет 10–15 км, мощность солей – от 500 до 700 м.

Согласно данным о петрофизических свойствах горных пород, пласты каменной соли характеризуются высоким электрическим сопротивлением (от сотен до десятков тысяч Ом·м), тогда как растворы солей, напротив, имеют низкое сопротивление – порядка сотых долей Ом·м.

Особенностью исследуемой структуры являются низкие значения сопротивления (10–20 Ом·м) в ядре вала, что свидетельствует о повышенной трещиноватости и насыщенности разломов и трещин минерализованными пластовыми водами. Так же, как и в пределах межваловых впадин, наиболее низкие значения сопротивления наблюдаются вблизи абсолютной отметки –500 м. Данное наблюдение позволяет предположить, что внутри валовой структуры может проходить субгоризонтальное тектоническое нарушение.

Несмотря на значительное влияние валовой структуры, представляющей собой трехмерную неоднородность, на кривые ЗСБ, интерпретация материалов возможна в 1D-режиме. Так, определение геоэлектрических характеристик подсолевых отложений позволяет судить о коллекторских свойствах и типе флюидонасыщения продуктивных горизонтов.

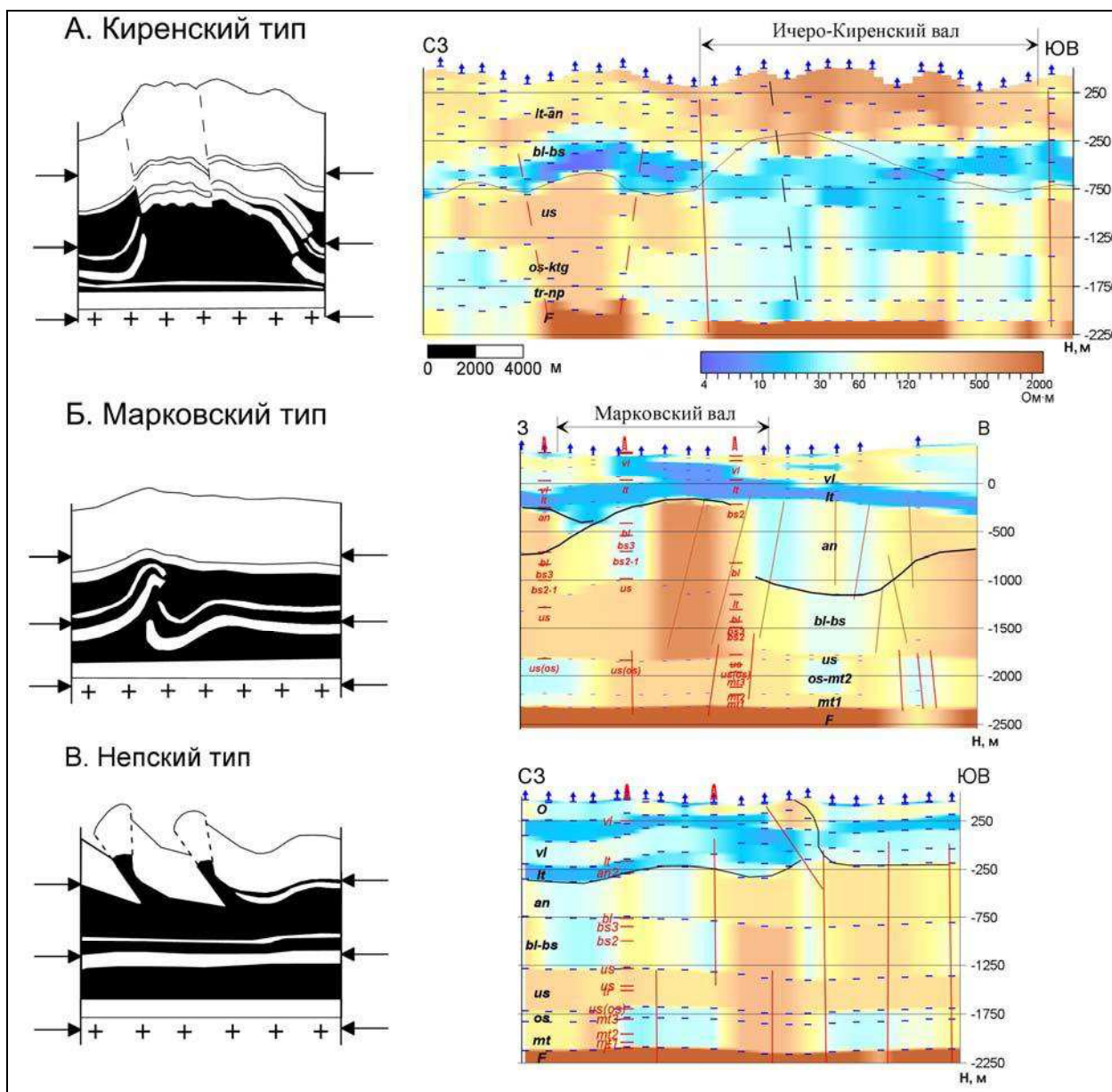
Марковский тип складчатости. Марковский вал (рисунок, Б) представляет собой опрокинутую складку, сравнительно узкую и крутую, ее восточное крыло – более широкое и пологое, шарнир складки ундулирует, амплитуда достигает 500 м. Ядро сложено преимущественно солями усольской свиты, хотя местами заметную роль в них играют верхние (ангарские) соли. Слои верхней части соленосного структурного подэтажа изогнуты в ярко выраженную антиклиналь. Нижние слои соленосной части имеют черты моноклинали вплоть до субпараллельного залегания, свойственного подсолевому этажу.

Характерным является тот факт, что полученные промышленные притоки нефти из осинского горизонта и нефтегазопроявления, которые следует связывать со вторичной трещиноватостью пород, находятся в зоне интенсивного проявления соляной тектоники.

Контур валовой структуры на геоэлектрическом разрезе характеризуется изменением положения горизонта, приуроченного к низкоомным отложениям литвинцевской свиты. Пониженные значения сопротивления интервала связаны с насыщением высокоминерализованными растворами келорского горизонта-коллектора.

Над пиком складчатой структуры пониженными значениями сопротивления характеризуются отложения верхоленской и литвинцевской свит. Резкий прирост проводимости приводит к экранированию геоэлектрических свойств нижележащих горизонтов. Так, отложения подсолевого комплекса как в ядре структуры, так и на крыльях имеют повышенное сопротивление порядка первых сотен Ом·м. В данных

условиях для проведения корректной интерпретации результатов ЗСБ необходимо применение подхода 3D-моделирования.



Схемы типов соляной складчатости Байкало-Патомского надвигового пояса и геоэлектрические разрезы, пересекающие исследуемые структуры.

А – киренский тип; *Б* – марковский тип; *В* – непский тип.

По косвенным признакам можно предположить, что галогенно-карбонатная часть разреза характеризуется высокими значениями сопротивления, а следовательно, сложена плотными породами.

К востоку от валообразной структуры по результатам сейсморазведочных работ отмечено увеличение мощности ангарской свиты до 800 м за счет раздува солей. Выделенный интервал характеризуется пониженными значениями сопротивления 40–92 Ом·м, тогда как в условиях ненарушенного залегания и в отсутствие горизонтов-коллекторов отложения ангарской свиты характеризуются высокими значениями сопротивления – 300–400 Ом·м. Данный факт может объясняться повышенной дислоцированностью пород и наличием многочисленных тектонических нарушений, что подтверждается данными сейсморазведочных работ. Интервал разуплотненных пород

может представлять собой каналы миграции растворов по вертикали, в том числе переноса углеводородов.

Непский тип складчатости (рисунок, В) рассматривается на примере Усть-Кут-Волоконской ветви складок. Последняя характеризуется линейновытянутой складчатостью (асимметричные складки-срывы) северо-восточного простирания, осложненной дизъюнктивными нарушениями типа взбросов и надвигов [1]. Надсолевая карбонатно-терригенная толща пород дифференцирована на серию сложнодислоцированных и надвинутых к западу полос шириной до 3 км (в пределах участка работ). Основные изменения происходят в интервалах литвинцевской и ангарской свит.

Контур складчатой структуры на геоэлектрическом разрезе контрастно выделяется в изменении положения низкоомного интервала, объединяющего отложения верхоленской и литвинцевской свит. Следует отметить, что увеличение мощности проводящего слоя под поверхностью надвига (в автохтонной части) оказывает экранирующее влияние на нижележащие горизонты. Данный эффект объясняется влиянием трехмерной неоднородности (складки) на кривые ЗСБ. Для надежного определения геоэлектрических характеристик подсолевых отложений в зоне влияния неоднородности необходимо применение подхода 3D-интерпретации материалов ЗСБ.

Нижележащие горизонты, приуроченные к отложениям ангарского и бельско-булайского комплексов, характеризуются относительно пониженными значениями сопротивления – 40–50 Ом·м, что указывает на их трещиноватость либо присутствие в разрезе горизонтов-коллекторов. В большинстве случаев интервалы понижения сопротивления соответствуют тектоническим нарушениям, выделенным по результатам сейсморазведочных работ.

Выводы. По результатам проведенных электромагнитных исследований изучено геоэлектрическое строение трех различных типов проявлений соляной тектоники в зоне Байкало-Патомского надвигового пояса. Применение методов электроразведки позволяет получить информацию о структуре соляных валов, положении зон трещиноватости и аномальных пластов-коллекторов, которые зачастую при бурении проявляются интенсивными поглощениями либо притоками пластовой воды. Также в ходе работ произведена оценка степени влияния трехмерных неоднородностей (проявления соляной тектоники) на кривые ЗСБ. Выявлены случаи, когда для надежной интерпретации материалов ЭМЗ необходимо применение подхода 3D-интерпретации.

Литература

1. Дубровин М.А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. М.: Наука, 1979. 95 с.
2. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича. М.: Недра, 1981. 552 с.



С.А. Усольцева, А.М. Пашевин
ФГУНПП «Иркутскгеофизика», Иркутск, Россия

ГЕНЕЗИС СКЛАДЧАТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КИРЕНСКО-ПРИЛЕНСКОЙ ЗОНЫ В УСЛОВИЯХ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА

Предпатомский региональный прогиб в пределах Прибайкалья находится в зоне сопряжения юго-восточной части Сибирской платформы (Приленское плато) с Байкало-Патомской складчатой системой и является одной из дискуссионных территорий Восточной Сибири. При этом наиболее спорными остаются представления о внутреннем

строении и генезисе структур Предпатомского прогиба. В частности, дискуссионными остаются вопросы формирования узких высокоамплитудных линейных складок (валов), вытянутых в субмеридиональном (субпараллельном контуру горного обрамления) направлении. Область распространения этих структур выделена в отдельную зону – Киренско-Приленскую зону складчатости. В ее пределах расположены с востока на запад Горелкинский прогиб, Могольская синклиналь, Иванушковский вал, Осино-Кутулакский прогиб и Киренский вал.

Понять причины, породившие складчатые структуры Киренско-Приленской зоны, необходимо прежде всего для того, чтобы увязать между собой во времени и пространстве многообразие тектонических процессов, произошедших в регионе, и определить место в них целому комплексу структурных форм. Нужна гипотеза, имеющая в своей основе реальную возможность проявления складкообразующих процессов, и в то же время способная впитать морфологическую и генетическую стороны отдельных структурных форм и геологических явлений.

К настоящему времени большая часть геологов склонна видеть в качестве основной причины, породившей линейную складчатость зоны, региональное боковое давление, направленное с востока.

Такие валовые структуры по размерам и морфологии нетипичны для платформенных областей. Однако единого мнения в отношении генетической природы валов не имеется, что объясняется отсутствием надежных, в том числе геофизических, данных [1–6].

Долгое время изученность района в геофизическом плане оставалась крайне низкой. Однако в последние годы в результате геофизических исследований по профилям «Батолит», «Кежда-Предпатомский прогиб», регионально-площадных работ в нижнем течении реки Киренга были получены данные, позволяющие уточнить глубинную структуру краевой части платформы.

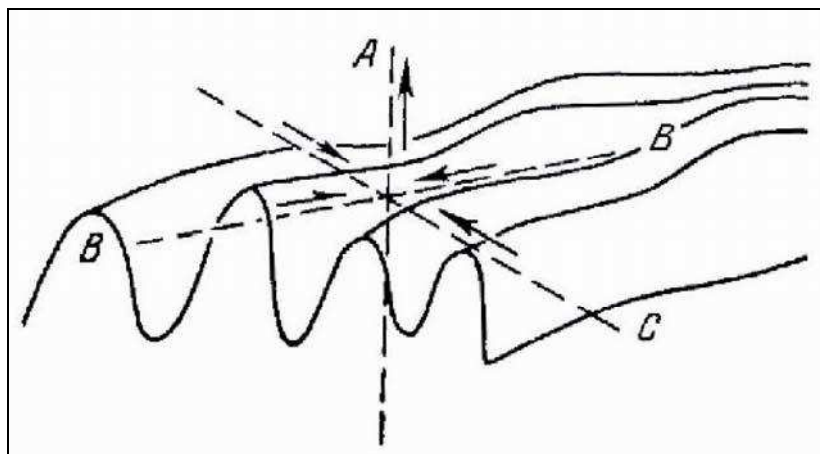


Рис. 1. Генеральная ориентировка главных осей деформации в складчатом комплексе.

По способам образования складки Киренско-Приленской зоны можно отнести к складкам пластического течения вещества вдоль поверхностей, параллельных слоевым ограничениям, – послойное течение. При чередовании пород различного характера (литологического состава и строения) течение пород осуществляется путем течения слоев наиболее пластичных пород, переслаивающихся с породами относительно жесткими, в последних послойное течение практически отсутствует.

В характерных складчатых областях мы видим следующую ориентировку действующих сил и главных осей деформации (рис. 1). Складчатость геосинклинального типа образуется под воздействием горизонтально направленных сжимающих тектонических сил, и малая ось С деформации в складчатых районах располагается

приблизительно горизонтально, вкрест простирания складчатого комплекса (т.е. вкрест осевых линий главных складок).

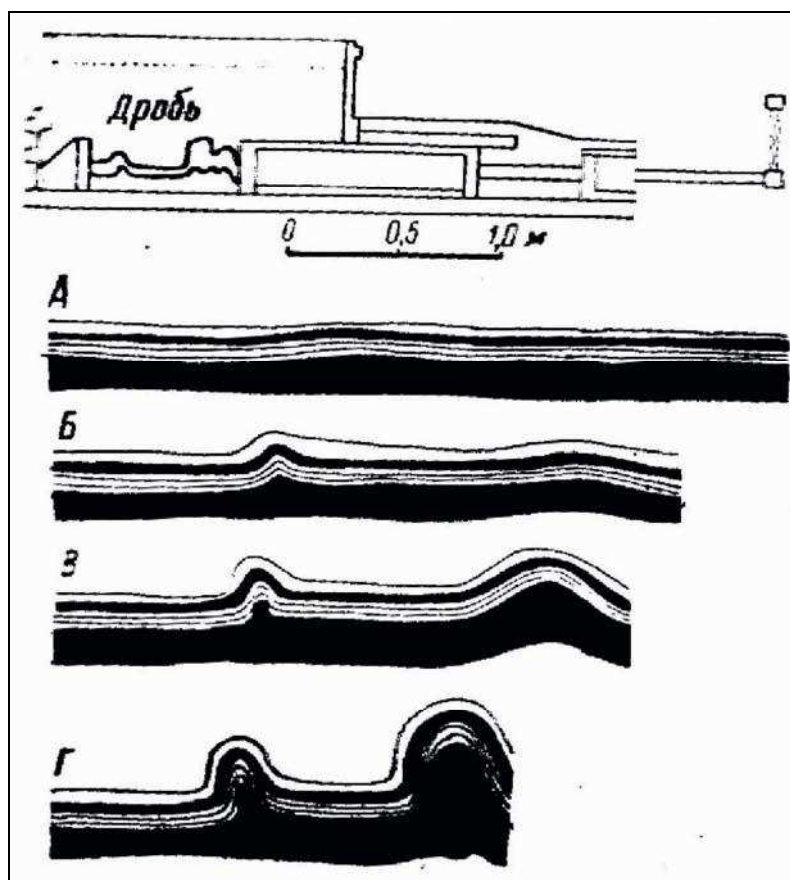


Рис. 2. Моделирование складок в ящике со сжимающим поршнем.

Вторая главная ось деформации В, по которой также происходит сокращение размеров деформируемого участка, однако, меньшее, чем по направлению малой оси С, располагается примерно горизонтально и ориентирована параллельно простиранию складчатого комплекса (т.е. параллельно осевым линиям главных складок).

Смятие пород в складки происходит также и в направлении простирания осевых линий складок, в связи с чем большинство складчатых комплексов представлено брахискладками. При такой ориентировке двух главных осей деформации третья большая ось А имеет вертикальное или близкое к нему положение. Это значит, что при складчатости будет происходить увеличение размеров деформируемого участка в вертикальном направлении. Однако вышеприведенная схема ориентировки главных осей деформации дает правильное представление об общей (генеральной) обстановке деформации, но не может объяснить частные особенности процесса складкообразования. Дело в том, что породы, подвергающиеся складчатости, весьма разнообразны по своим механическим свойствам и, кроме того, гетерогенность всего деформируемого участка достаточно велика, в связи с тем, что осадочные породы обладают слоистостью. Обычно плоскости слоистости являются механически ослабленными поверхностями, вдоль которых легче, чем по другим направлениям, возможно скольжение во время деформаций. Наличие пластовых солей может оказаться главным условием для появления поверхностей скольжения.

Складки послыонного течения вещества, к которым, по нашему мнению, относятся складки Киренско-Приленской зоны, при более детальной классификации принадлежат к

складкам послойного течения подобного типа второго вида. В складках этого вида слои жестких пород обыкновенно не обнаруживают ни утолщений, ни утонений; их толщина остается постоянной. Более мягкие породы рассечены кливажом и несут признаки течения, которое вызвало уменьшение толщины слоев на крыльях и нагнетание пластического материала в замковые части складок.

Проведенные эксперименты (А. Добре, Б. Виллис и др.) по воспроизведению складчатости посредством бокового сжатия слоистых материалов – переслаивающихся глин, песка, воска, парафина и др. в ящике с двумя поршнями – наглядно показывают механизм образования складок послойного течения (рис. 2).

Таким образом, валообразные поднятия северо-восточного простирания и прогибы, разделяющие их, образовались, вероятнее всего, в результате давления на осадочный чехол краевого геосинклинального поднятия, включающего в себя крупную структуру, известную в Северо-Западном Прибайкалье под названием Ачитканского антиклинория, послужившего «поршнем».

Вероятнее всего, в результате этого давления и образовались такие положительные структуры, как Киренский и Иванушковский валы, и структуры отрицательного знака – прогибы Осино-Кутулакский и Горелкинский.

Возможно, давление, оказываемое на платформенную часть, было неравномерным, в результате чего образовавшиеся структуры имеют разную амплитуду, ширину и длину. В северной части выделенные структуры имеют северо-восточное простирание, а в юго-западной практически меридиональное, что, вероятно, связано с вариациями силы и направлением давления со стороны Ачитканского антиклинория.

Складкообразование здесь происходило по механически ослабленным зонам, которыми служили соли усольской, бельской и ангарской свит. В связи с этим в скважинах, расположенных в пределах рассматриваемой территории, толщина этих свит, неравномерна: например, в скв. 110-ВУЛ толщина усольской свиты 508 м, а в скв. 220-УКР – 689 м, в скв. 51-МРК – 435 м, в скв. 91-ПОТ – 442 м. Толщина бельской свиты в скважинах около 460 м. А в скв. 1-КЗЧ, расположенной южнее, толщина бельской свиты 552 м, а усольской всего 93, причем солей только 24 м. Это говорит о том, что соли из усольской свиты при складкообразовании перетекли выше, в отложения бельской свиты.

При этом абсолютные отметки фундамента в скважинах 110-ВУЛ и 220-УКР, с учетом их расстояния друг от друга, имеют разницу лишь в 20 м. Это говорит о том, что в складкообразовании участвовали лишь отложения осадочного чехла.

Между тем анализ результатов сейсморазведочных работ, выполненных на территории в последние годы, свидетельствует, что максимальной деформации подвергся карбонатно-галогенный интервал осадочной толщи, а базальные горизонты остались практически не деформированными. Последнее подтверждается тем, что, несмотря на полное отсутствие отражений в части разреза, соответствующей надосинской части осадочного чехла, отражения от осинского горизонта и ниже до фундамента в той или иной мере прослеживаются. Можно предположить, что подосинская часть осадочного чехла слабо затронута в процессе складкообразования на данной территории. Этому, вероятно, способствовали жесткий каркас доломитовых отложений значительной толщины – более 200 м и разрядка напряжений со стороны горного обрамления по вышерасположенным пластичным горизонтам солей.

Выводы. Выполненные исследования позволили уточнить представления о геологическом строении южной части Предпатомского прогиба. В целом можно сделать вывод, что заложение Киренского и Иванушковского валов, разделенных в северной части площади Осино-Кутулакским прогибом, контролируется тектоникой региона и, в первую очередь, разломами, захватывающими фундамент. Вышеуказанные валы характеризуются как зоны смятия осадочных отложений, включающие надсолевой и галогенно-карбонатный комплексы осадочной толщи.

Литература

1. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1990. 103 с.
 2. Гладков А.С. Надвиги Прибайкалья (тектонофизический анализ): Автореф. канд. дис. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1995. 19 с.
 3. Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 87–90.
 4. Мигурский А.В. Перспективы нефтегазоносности шарьяжных дислокаций в зоне сочленения Сибирской платформы и Байкало-Патомского нагорья // Результаты работ по межведомственной региональной научной программе «ПОИСК» за 1992–93 гг. Новосибирск, 1995.
 5. Мигурский А.В., Старосельцев В.С. Шарьяжное строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем // Советская геология. 1989. № 7. С. 9–15.
 6. Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым сооружением // Геотектоника. 1994. № 1. С. 3–15.
-

А.К. Ходжаев¹, Л.А. Хамидов², Ж.Ф. Фахриддинов²

¹ОАО «Узбекгеофизика», Ташкент, Узбекистан

²Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан

**ПАЛЕО- И СОВРЕМЕННЫЕ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ
В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ОТ ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ОРОГЕНА
К ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Оценка напряженного состояния земной коры и механизма формирования конкретных тектонических структур производится на базе измеренных геодезическими методами смещений поверхности, на базе тектонофизических съемок и методами морфоструктурных съемок. Землетрясения, как правило, происходят не по всей площади, а приурочены к определенным активным разрывам [1, 2]. В работе [2] при определении характера деформаций в плите с гетерогенным включением выявлены закономерности образования зон сдвига, которые могут преобразоваться в разлом. Это приводит к появлению практически активных в сейсмическом отношении зон, что является первым шагом при выделении элемента, работающего для долгосрочного прогноза. В работах [3, 4] предлагается ряд алгоритмов, реализующих модель по распознаванию, согласно морфоструктурным данным, высокосейсмичных и низкосейсмичных структур, что весьма удовлетворительно определяет сейсмогенирующие разломы, где вероятнее всего происходит основное перераспределение локальных напряжений. Нами при исследовании сейсмодислокаций после землетрясения в Газли 1976 и 1984 гг., а также после дальнейших исследований в 1995 и 2005 гг. выдвинут ряд предположений об условиях перераспределения напряжений в зоне Южно-Тянь-Шаньского разлома и на прилегающих к нему территориях. Выявленные ранее (1960–1966 гг.) зияющие крупномасштабные трещины отрыва на земной поверхности в Центральных Кызылкумах представляют собой крайне редкое явление как продукт конечных деформаций в поле действующих тектонических напряжений в сейсмогенирующих структурах. Их можно отнести к палеосейсмодислокациям. Существование таких отдельных участков интенсивного трещинообразования является одним из очевидных доказательств локальности концентрации напряжений в земной коре. Рассматриваемое деформированное состояние поверхности земной коры оказалось важным в практическом отношении для проведения эвристических рассуждений и анализов, так как концентраторы типа трещин являются своеобразным усилителем образования дополнительных аномальных деформаций. В работе [5] были проведены, в качестве примера, простейшие расчеты на основе известных эмпирических зависимостей. Было рассмотрено условие расположения серии сейсмодислокаций, являющихся результатом интенсивных движений или остаточных

деформаций на поверхности Земли в зоне макросейсмического поля Газлийского очага землетрясений 1984 г. Расположение и направление развития этих сейсмодислокаций тогда показали, что они являются следом существенных остаточных деформаций на площади радиусом 20–25 км. В дальнейшем данные макросейсмических наблюдений подтвердили такое предположение, так как зона с интенсивностью около 9–10 баллов по площади соответствует этим размерам. Преобразуя те же формулы, получили:

$$\begin{aligned} M &= 6 + 0.22(H)^{1/2}, \\ M &= 4.83 + 1.67 \lg L, \\ M &= 3.94 + 2.0 \lg 2r, \\ M &= 4.58 + 1.3 \lg d_0, \\ M &= 8.5 - 0.6 \lg D_0, \end{aligned}$$

где H – глубина разрыва, L – длина разрыва, r – радиус зоны деформаций, d_0 – амплитуда смещения, D_0 – ширина разрыва.

Используя $\sigma_{xy} = E\varepsilon_{xy}$, подставляя соответствующие выражения из решения математической модели для произвольного внутреннего концентратора и вычитав от него решение для области без концентратора в [6] получено разницы двух состояний и определена связь деформаций и напряжений с магнитудой землетрясения, которому отвечает вариация двух напряженных состояний. При осредненных значениях коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$, плотности горных пород $\rho = 2.6 \text{ г/см}^3$, при отношении $a/b = 35$ и отношении $c/d = 25$ получено выражение, связывающее M с деформацией в очаге ε_0 и падающим напряжением $\Delta\sigma_0$: $M = 11.4 + 2.37 \lg \varepsilon_0 + 1.54 \lg \Delta\sigma_0$.

Если по данным современных движений известен средний уровень смещения поверхности, то, разделив его на толщину земной коры, можно приблизительно оценить верхнюю границу средней деформации. Средний период сейсмической активизации Восточного Узбекистана составляет от 20 до 50 лет (среднее 30 лет), поэтому $\varepsilon_0 = \varepsilon_{\text{тект.}} \times 30$ будет тем вероятным значением вариации деформации, при котором реализуем соответствующий процесс с падением напряжений в пределах той длины разрыва, критические размеры которой соответствовали бы длине внутреннего концентратора при этом же значении деформации (при прочих равных условиях). Сопоставление теоретических значений касательных напряжений с экспериментальными данными или предполагаемыми для земной коры значениями через расчет магнитуды является условным. Как показано в [7], границы оценок сдвиговой прочности весьма широки. Кроме того, нельзя выходить за диапазон значений, выше вычисленных по указанным формулам. Максимальные значения касательных напряжений при измерениях для небольших глубин достигают 5–10 МПа (где $10^2 \text{ МПа} = 1 \text{ Кбар} = 10^3 \text{ бар}$). Значение сброса динамических напряжений при землетрясениях составляет 1–10 МПа [8].

При изучении палеосейсмодислокаций некоторых участков Восточного Узбекистана допускается возможность существования исторических палеоземлетрясений с $M = 7$ и более в Чаткало-Кураминской горной зоне Центральной Азии. На базе палеотектонических данных [9, 10], видимо, можно рассчитать вероятную магнитуду, используя вышеуказанные зависимости. Например, сейсмогенная структура Сандалаш, по данным А.К. Ходжаева [10], расположена на южном склоне Пскомского хребта Чаткальской горной зоны, в 8 км к северу от перевала Кумбель. Градиент средних скоростей новейших вертикальных тектонических движений составляет $\Delta v = 0.7 - 1.0 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$, максимальные относительные вертикальные смещения превышают 4.5 м. Глубина даек в областях палеосейсмодислокаций составляет от 30 до 50 м, достигает 5–8 м, видимая протяженность 0.7–0.9 км. Размер области, в пределах которой отмечаются палеосейсмодислокации, составляет около 5 км. Тип палеосейсмоструктуры сеймотектонический. По тем же данным предполагаемая максимальная величина магнитуды палеоземлетрясения $M = 7.0$. Подобные данные приведены в [10] и для других структур. Проведем расчеты и сопоставление результатов на основе этих данных,

пользуясь изложенными в [9] математическими моделями и эмпирическими формулами для каждой структуры отдельно. В таблице показаны данные о палеосейсмодислокациях Чаткаль-Кураминской горной зоны и сопоставление значений магнитуд землетрясений, создавших эти дислокации.

Данные о палеосейсмодислокациях Чаткаль-Кураминской горной зоны
и сопоставление значений магнитуд землетрясений, создавших эти дислокации

Палеоструктуры	Сандалаш	Терс	Аятур	Алмашах	Кальтагол	Карабугуз	Кугала
Координаты: λ	42.2	41.6	42.2	41.5	41.5	41.2	41.4
φ	71.2	70.7	70.5	70.3	70.3	70.0	70.9
Деформация $\varepsilon_0 \times 10^{-5}$	1.50	0.83	0.13	0.83	2.7	1.30	1.30
Сброс напряж., бар	90.0	90.0	85.0	90.0	90.0	95.0	95.0
Глуб. разрыва h , км	50.0	50.0	10.0	25.0	25.0	80.0	50.0
Магнитуда по глубине	7.56	7.56	6.69	7.10	7.10	7.78	7.56
Ширина разрыва D_0 , см	80.0	35.0			80.0		50.0
Магнитуда по ширине D_0	7.39	7.57			7.35		7.45
Амплитуда смещения d_0	45.0	25.0	4.00	25.0	80.0	40.0	40.0
Магнитуда по смещению	6.72	6.39	5.36	6.39	7.05	6.62	7.96
Длина глав. разрыва L , км	5.00	5.00	5.00	2.00	25.0	9.00	15.0
Магнитуда по L	5.99	5.99	5.99	5.33	7.16	6.42	6.79
Зона деформации r , км	25.0	15.0		15.0	35.0	35.0	50.0
Магнитуда по r	6.73	6.29		6.29	7.02	7.02	7.33
Общее среднее	6.91	6.85	6.28	6.60	6.85	7.10	7.24

Сравнивая полученные результаты с теоретическими, можно убедиться, что устойчивость результатов расчета, даже с привлечением эмпирических данных, достаточно высока. Магнитуды предполагаемого палеоземлетрясения, рассчитанные на основе определенных теоретических моделей, с сеймотектоническими исследованиями и эмпирическими формулами достаточно хорошо согласуются. По результатам [6] данные, которые можно получить только от изменения форм рельефа, не всегда достаточно точны, чтобы с их помощью можно было удовлетворительно оценить величину падающих напряжений. В связи с этим, видимо, расчеты, сделанные на базе дополнительных напряжений для вышеуказанных палеосейсмодислокаций, по порядку хорошо согласуются с полевыми и эмпирическими результатами.

Литература

1. Ибрагимов Р.Н. Сеймогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 144 с.
2. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 115–122.
2. Адамович А.Н. Математическое моделирование напряженного состояния в зонах разломов и оценка условий их активизации. М., 1985. 13 с. Деп. в ВИНТИ, 1993. Т. 157. № 5.
3. Садовский М.А., Нерсесов И.А., Писаренко В.Х. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс // Современная тектоническая активность Земли и ее сейсмичность. М.: Наука, 1987. 277 с.
4. Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности современных проявлений вулканизма и сейсмичности и их связь с глубинными процессами: Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1990. 36 с.
5. Ярмухамедов А.Р., Быковцев А.С., Хамидов Л.А. и др. К исследованию трещинообразования в Центральных Кызылкумах // Узб. геол. ж. 1987. № 1. С. 19–29.
6. Бакиев М.Х., Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х. Концентрация напряжений вблизи локальных неоднородностей земной коры // J. Intl. Earthq. 2001. V. 15, № 4. P. 376–384.
7. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 324 с.

8. Добровольский И.П. О модели подготовки землетрясения // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1992. № 6. С. 31–47.

9. Хамидов Л.А. Изучение распределения напряжений в Чаткало-Кураминской горной зоне // Межд. конф. «Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений». Ташкент, 2004. С. 191–197.

10. Ходжаев А.К. Палеосейсмогеология Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1985. 140 с.



А.С. Черемных

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ НАКЛОНОВ РЕЛЬЕФА В СДВИГОВОЙ ЗОНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

В настоящее время изучению современного рельефа земной поверхности уделяется большое внимание, поскольку его основные черты формируются вследствие новейших движений земной коры. Исследование рельефа позволяет изучить не только неотектонические движения, но и структуры, в пределах которых они осуществляются с наибольшей интенсивностью, т.е. зоны активных разломов литосферы [1]. Изучение таких зон, не состоящих из одиночной трещины или разрыва, а представляющих собой области однотипных тектонических деформаций, ассоциирующихся с плоскостью разлома, имеет большое практическое значение для поисков нефти и газа, рудных месторождений, при строительстве сооружений, а также исследовании сейсмической опасности территорий.

Среди зон разломов в природе наиболее распространены сдвиги, поскольку они, кроме собственно обстановки сдвига, формируются при растяжении и сжатии литосферы. Несмотря на то, что перемещение крыльев сдвига происходит в горизонтальном направлении, вертикальные движения в зоне его влияния могут быть значительны, что приводит к формированию рельефа. Особенно актуальным является изучение рельефообразования в зонах крупных сдвигов, протягивающихся на сотни километров и формирующихся в течение десятков и сотен миллионов лет.

Однако изучить рельефообразование в пределах природных зон сдвига сложно, поскольку этот процесс, во-первых, происходит в течение длительного геологического времени и, во-вторых, осложнен влиянием экзогенных процессов. Применение морфотектонических методов по отношению к зонам крупных сдвигов затруднено еще и в связи с невозможностью равноценного исследования значительных по площади природных территорий. Эффективным методом изучения деформаций земной коры в данном случае является физическое моделирование. Эксперимент позволяет за десятки минут проследить изменения на модели, которые происходили в земной коре в течение миллионов лет. В последние годы, в связи с развитием информационных технологий и инструментальной базы, появилась возможность использовать физическую модель как основу для создания цифровой модели рельефа (ЦМР).

Цель данной работы – изучение особенностей распределения градиента скорости изменений наклонов рельефа ($|\text{grad}V|$) в сдвиговой зоне, образовавшейся в результате деформирования упругопластичной модели.

В ходе исследования решались следующие задачи:

1. отработать методику эксперимента для получения ЦМР;
2. определить средний градиент скорости изменения наклонов рельефа для сети точек на поверхности модели, испытавшей деформацию сдвига;
3. сравнить распределение величины $|\text{grad}V|$ и характер нарушенности модели разрывами, образовавшимися в результате деформирования;

4. сопоставить выявленные закономерности в распределении градиента для физической модели и природного объекта.

Общая методика экспериментов по моделированию крупных разломных зон разработана в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН [2]. Показано, что физическая модель из глинистой пасты при деформировании в лаборатории проявляет упругопластичные свойства подобно литосфере в процессах крупномасштабного разломообразования [3]. Все эксперименты по изучению зон разломов проводились на специальной установке «Разлом», которая предназначена для моделирования разнообразных типов тектонических структур, путем перемещения в различных направлениях ее отдельных частей – штампов. Модель из глинистой пасты располагалась на двух штампах установки, один из которых смещался в горизонтальном направлении с постоянной скоростью. Она имела прямоугольную в плане форму (130–150x25 см, толщина 8.5 см) и ограничивалась с боков рамками, препятствующими растеканию глинистой пасты при деформировании. Для получения данных высокого качества измерения проводились в центральной части модели, чтобы максимально исключить влияние краевых эффектов. Попутно для достижения однотипности в формировании структуры сдвиговой зоны перед изготовлением модели измерялась влажность пасты, которая была одинаковой для всех экспериментов. Деформирование модели происходило со скоростью 0.5 мм/мин, что позволяло наилучшим образом подчеркнуть структуру сдвиговой зоны в отличие от более высоких скоростей перемещения штампов установки «Разлом». Движение штампов прекращалось, когда формирование сдвиговой зоны достигало стадии полного разрушения, т.е. появления на поверхности модели единого магистрального сместителя [3].

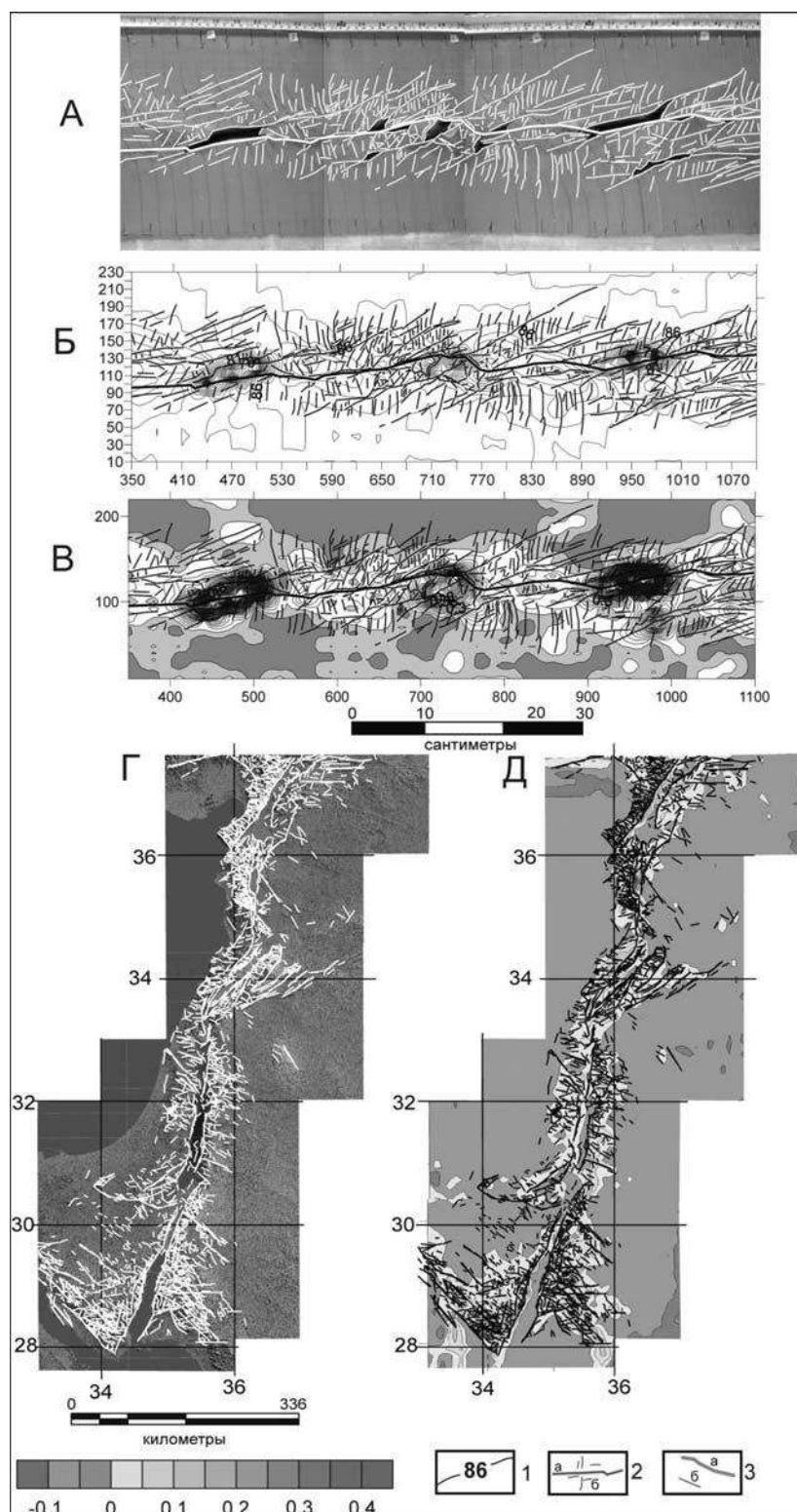
Первоначально полученные данные представляли замеры отметок высот модели, измеренные по сети профилей, ориентированных вкrest простираения сдвиговой зоны. Каждый профиль состоял из 23 пикетов. Расстояние между двумя соседними пикетами составляло 1 см, между профилями – 3 см. Замеры производились с помощью лазерного дальномера, закрепленного на высоте одного уровня относительно поверхности экспериментальной модели. По полученным отметкам высот нами был рассчитан средний градиент скорости изменений наклонов рельефа (градиент скорости вертикальных движений по М.В. Гзовскому [4]) для каждого из профилей модели:

$$|gradV|_{3 \cdot 10^7} = \frac{h_A - h_B}{l_{AB} \cdot t},$$

где $h_A - h_B$ – разность отметок высоты двух соседних точек профиля, м; l_{AB} – расстояние между ними, м; t – время, обычно принятое за продолжительность неоген-четвертичного периода и равное 30 млн лет. Величину времени t , являющуюся константой, можно опустить, что приведет к тому, что градиент станет безразмерной величиной.

Последним этапом обработки данных было построение распределения градиента в изолиниях по сети профилей в среде Surfer. На рисунке фотография изучаемого участка поверхности модели (А), карта изолиний ее рельефа (Б) и распределение градиента (В) для большей наглядности дополнены системой разрывов, составляющих внутреннюю структуру сдвиговой зоны.

Эксперимент показал, что сдвиговая зона отчетливо выделяется в рельефе модели повышенными отметками высот, которые в совокупности образуют вытянутое поднятие типа хребта. Распределение градиента скорости вертикальных движений для модели во многом подобно распределению высотных отметок рельефа. Главное отличие в том, что градиент выделяет участки с наибольшим изменением рельефа и, как выяснилось, лучше отображает структуру сдвиговой зоны. Сдвиговая зона в распределении градиента выделяется значениями выше их среднего уровня. Распределение неравномерно как



Фотография изучаемого участка поверхности модели (А), **карта** изолиний ее рельефа (Б), **распределение** в изолиниях градиента скорости вертикальных движений поверхности модели (В), **а также** участок ЦМР Aster GDEM2 (Г) **и градиент** скорости вертикальных движений (Д) **для** района локализации Левантийского сдвига. 1 – **изолинии** рельефа модели; 2 – **магистральный** сместитель (а) **и опережающие** разрывы (б) на поверхности модели; 3 – **мелкие** (а) **и крупные** (б) **линеаменты** рельефа для района локализации Левантийского сдвига.

вкрест, так и по простиранию разломной зоны и отчетливо делится на несколько однотипных, продольно вытянутых участков. Каждый такой отдельный участок

формируется преимущественно в областях с повышенной плотностью разрывов, а переходом от одного участка к другому служат области с пониженной плотностью разрывов. Основные максимумы градиента локализируются вблизи магистрального сместителя, что связано с присдвиговыми растяжениями или сильными сжатиями. Более мелкие максимумы приурочены как к магистральному сместителю, так и к опережающим его формированиям разрывам R-типа [3], которые, в отличие от разрывов R'-типа, играют ведущую роль в формировании распределения градиента вертикальных движений. Таким образом, градиент напрямую зависит от плотности разрывов, перемещений по магистральному и сопутствующим ему разрывам, а также наличия присдвиговых растяжений и сжатий, что в совокупности составляет внутреннюю структуру зоны сдвига.

Экспериментальную часть исследований дополняет анализ природного аналога – зоны влияния Левантийского сдвига, для которой распределение градиента (рисунок, Д) было построено на основе анализа сети опорных профилей высотных отметок рельефа, полученных с Aster GDEM2 [5] (рисунок, Г). На природном объекте подтверждаются все основные закономерности, выявленные для физической модели. Главным отличием является то, что участки растяжения не выделяются максимальными значениями градиента, что может объясняться заполнением их водой или рыхлыми отложениями.

В заключение кратко остановимся на полученных результатах.

1. Сдвиговая зона отчетливо выделяется в рельефе хребтом и повышенными значениями градиента скорости вертикальных движений.
2. Характер распределения градиента скорости изменений наклонов рельефа зависит от состояния внутренней структуры сдвиговой зоны.
3. Разрывы R-типа, в отличие от разрывов R'-типа, играют ведущую роль в формировании поля градиентов рельефа.
4. Особенности рельефа сдвиговой зоны, выявленные в результате моделирования, имеют место для природного аналога, которым в данном случае являлся Левантийский разлом в Восточном Средиземноморье.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ (№ 12-05-00322), а также программы фундаментальных исследований СО РАН (ОНЗ-7.6).

Литература

1. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника: Учебное пособие для вузов. М.: Недра, 1985. 326 с.
2. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. 112 с.
3. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 244 с.
4. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
5. ASTER GDEM is a product of METI and NASA <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp>.

А.В. Черемных

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ: РАНГ ДИСЛОКАЦИЙ И ИЕРАРХИЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Верхняя часть земной коры имеет разломно-блоковую структуру, которая характеризуется иерархией, так как разломы каждого ранга вычленяют блоки соответствующего порядка. При этом наиболее подвижными элементами геологической среды являются зоны разломов. В их пределах наблюдаются остаточные деформации горных пород, изучая которые возможно реконструировать напряженно-деформированное

состояние (НДС) верхней коры на разных этапах развития региона. Однако из-за мобильности межблоковых зон часто формируются сложные сочетания разнотипных и разноранговых полихронных дислокаций, при «расшифровке» которых возникают некоторые трудности. Вследствие этого, традиционные геолого-структурные и тектонофизические методы [1–3 и др.] дополнены развивающимся в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН структурно-парагенетическим анализом трещиноватости и разрывов второго порядка в зонах разломов [4–6]. Проведенный анализ фактического материала позволил на новом уровне подойти к проблемам разломно-блоковой делимости литосферы и реконструкций палеонапряжений в зонах разноранговых разломов.

Ранее на некоторых полигонах Прибайкалья нами изучено разломно-блоковое строение верхней части земной коры и на основе тектонофизического анализа трещиноватости горных пород восстановлены локальные поля напряжений, которые систематизированы относительно разноранговых разломов [7, 8]. Кроме того, на примере трещиноватости кайнозойских осадков Байкальского рифта установлено [6], что многообразие реконструированных стресс-тензоров связано с влиянием на характер остаточных деформаций горных пород временной, пространственной и иерархической изменчивости условий структурообразования при рифтогенезе. Таким образом, исследования разломно-блоковой структуры и напряженного состояния среды необходимо проводить с учетом изменчивости структурообразования, прежде всего во времени и на разных масштабных уровнях.

В 2009 – 2010 гг. в Прибайкалье, по профилю Баяндай – Тарбагатай, проведены комплексные геолого-геофизические исследования [9], которые позволили пересечь основные дизъюнктивные границы блоков и тем самым уточнить структуру верхней части земной коры, а также реконструировать НДС в разломных зонах. Профиль проходит через Центральное Прибайкалье и пересекает как северо-западное, так и юго-восточное плечи Байкальского рифта. Эта территория характеризуется относительной выдержанностью простирания дизъюнктивных дислокаций, что позволило рассматривать НДС верхней коры, исключив его пространственную изменчивость. Иерархическую и временную изменчивость НДС при формировании дизъюнктивной структуры мы анализировали совместно, так как породы региона в целом характеризуются достаточно «зрелым возрастом», а молодые отложения распространены неравномерно, что не позволяет исследовать возраст и иерархию структур раздельно.

Согласно методике [6], все реконструированные локальные стресс-тензоры сопоставлялись с эталонными парагенезисами разломных зон разного ранга и кинематического типа. Были установлены различно ориентированные зоны скалывания локального, а затем регионального ранга до масштаба основных рифтообразующих разломов (т.е. дислокации четырех рангов) и изучено НДС как локального, так и регионального уровня. В пределах северо-западного плеча рифта исследования проведены в Прихребтовой, Приморской и Морской дизъюнктивных зонах, образующих Обручевскую систему разломов. На юго-восточном плече рифта изучены Дельтовый и Бортовой дизъюнктивы, входящие в систему разломов Черского. Рассмотрим НДС верхней части земной коры, реконструированное по совокупности остаточных деформаций в пределах этих разломных зон.

Наиболее удаленной к северо-западу от Байкальской впадины сбросовой разломной зоной одноименного рифта, по-нашему мнению, является Прихребтовый дизъюнктив, зона которого трассируется северо-восточными отрезками долин рек Куртун, Бугульдейка и Анга [9]. Реконструкция НДС в зоне этого дизъюнктива позволила выявить две основные динамические обстановки регионального уровня – северо-запад–юго-восточные–сжатие и растяжение. Условия растяжения характеризуются большим количеством локальных стресс-тензоров, что косвенно свидетельствует об активизации тектонических процессов в зонах взбросо-надвигов Прибайкалья при кайнозойском

рифтогенезе, однако с противоположной ориентировкой осей главных нормальных напряжений.

Детально изученной [8, 10–13 и др.] является зона Приморского глубинного разлома. Благодаря геоморфологической выраженности, великолепной обнаженности и доступности этот долгоживущий и подновленный в кайнозойе дизъюнктив является опорным при палеотектонических исследованиях. В пределах зоны влияния Приморского разлома реконструированы обстановки сжатия, сдвига и растяжения. Магистральный сместитель данного разлома при кайнозойском рифтогенезе активизировался как сброс с весьма незначительной левосторонней сдвиговой компонентой [8].

Наиболее подвижной, в пределах Обручевской системы разломов, является зона Морского (Ольхонский по [13]) разлома. Однако изучение зоны этого дизъюнктива несколько затруднено, так как его основной сместитель скрыт водами оз. Байкал. Кроме того, в пределах района исследований данная разломная зона «состоит из серии относительно коротких отрезков. Они образуют две системы, сочленяющиеся под углами 20 – 30°, что, по-видимому, связано со сдвиговой компонентой» [13], это дополнительно осложнило исследования. Наши реконструкции показали, что эта разломная зона также характеризуется полициклическим развитием с относительно ранним сжатием и более поздним растяжением.

В зоне влияния Дельтового разлома (Усть-Селенгинская депрессия) наблюдения проведены в кайнозойских отложениях реки Селенга. Здесь реконструированы обстановки растяжения и левого сдвига. При этом разрывы северо-восточного простирания в большинстве имеют сбросовый тип, реже сдвиговый. Для субширотных разрывов характерны левосторонние сдвиговые смещения крыльев. В целом разлом сформировался в условиях растяжения.

Бортовой разлом проходит у подножия северо-западного склона хребта Хамар-Дабан. Внутренняя структура этого разлома состоит из субмеридиональных и субширотных сдвигов, а также сбросов, левосторонних сдвигов и взбросов северо-восточного простирания. Разноранговые разрывы в пределах зоны влияния этого дизъюнктива сформировались, по-видимому, в обстановках северо-запад–юго-восточного сжатия и растяжения. Условия растяжения, по сравнению с обстановкой сжатия, так же как и в зоне Прихребтового разлома, характеризуются большим количеством локальных стресс-тензоров.

Таким образом, в пределах основных разломов центральной части Байкальского рифта реконструировано НДС, связанное с формированием дизъюнктивных дислокаций четырех масштабных рангов и с разновозрастными палеотектоническими обстановками. В изученных разломных зонах установлено близкое соотношение локальных разрывов по ориентировке и кинематическому типу. Некоторые отличия во внутренней структуре зон могут быть связаны с изменчивостью генерального простирания последних, спецификой формирования разрывов в породах разного возраста и состава, а также неравномерным распределением точек геолого-структурных наблюдений в пределах объекта исследования.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (ОНЗ-7.6) и РФФИ (проект №12-05-00322).

Литература

1. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. Акад. наук СССР. Серия геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.
2. Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ, 1961. 47 с.
3. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.

4. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН; филиал «Гео», 2003. 244 с.
 5. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 330–343.
 6. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 450–469.
 7. Черемных А.В. Разломно-блоковое строение земной коры и напряженное состояние в зонах региональных разломов восточного побережья озера Байкал // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 2. С. 250–258.
 8. Черемных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера. 2011. № 1. С. 135–142.
 9. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Решилова А.А. Межблоковые зоны земной коры центральной части Байкальского рифта: закономерности строения, геофизические поля и гидрогеология // Динамика физических полей Земли. М.: Светоч Плюс, 2011. С. 69–89.
 10. Обухов С.П., Ружич В.В. Структура и положение Приморского сбросо-сдвига в системе главного разлома Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971. С. 65–68.
 11. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
 12. Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 5. С. 446–455.
 13. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
-

А.В. Чипизубов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

КИНЕМАТИКА АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ПРИБАЙКАЛЬЯ

О современной геодинамике любых регионов более надежно можно судить по кинематике активных разломов. Для установления кинематического типа активных разломов необходимы прямые свидетельства о типах смещений в их зонах, которые можно получить только при вскрытии сейсмодислокаций и палеосейсмодислокаций. Вне зон разломов разрывные смещения могут быть уже вторичными, не отражающими первичные напряжения, или даже не быть тектоническими. Например, сбросовые смещения, зафиксированные в рыхлых плейстоцен-голоценовых отложениях внутренних частей впадин вне зон основных разломов, могут быть обусловлены оползнями, бескорневыми смещениями грунтов (вторичные сейсмодислокации), вызванными сильными сейсмическими воздействиями, а также просадками грунтов.

Палеосейсмологическими исследованиями со вскрытием палеосейсмодислокаций горными выработками в зонах активных разломов, считавшихся сбросами или сбросо-сдвигами, стали выявляться, начиная с 1991 г., сеймотектонические деформации взбросового, взбросо-надвигового и взбросо-сдвигового типов [3, 8, 9, 10 и другие]. Деформации этого типа выделялись не только в разрезах, где их природа очевидна, но и на дневной поверхности. В последнем случае признаками деформаций сжатия являются дугообразность (соответственно рельефу) дислокаций в плане, перемежаемость нормальных и обратных уступов по простиранию и их характерная морфология в виде

валов (валы-антиклинали). По соотношению с рельефом правосдвиговые смещения по Хубсугульскому разлому можно трактовать как взбросо-сдвиговые [10].

Взбросо-сдвиговые смещения по зонам Окино-Жомболокского, Тункинского, Обручевского и Байкало-Мондинского разломов находят приемлемое объяснение с геодинамических позиций (субширотная ориентировка разломов и северо-восточное направление сжимающих напряжений) и в принципе не противоречат сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений. Взбросовый тип подвижек по Северобайкальскому, Баргузинскому и Кичерскому разломам входит в противоречие с общепринятыми представлениями и с данными о механизме очагов слабых землетрясений. Следует отметить, что в последние годы стали выявляться индивидуальные механизмы очагов взбросо-надвигового типа [1], а очаги землетрясений с субвертикальными осями сжимающих напряжений могут быть обусловлены и смещениями по крутым взбросам [5]. Другими словами, в большинстве случаев по сейсмологическим данным невозможно уверенно разделить землетрясения со сбросовым и взбросовым типом смещений в их очагах.

После обнаружения молодого (поздний плейстоцен – голоцен) надвига на субширотном отрезке Обручевского сброса [4, 6] стало ясно, что практически по всем разноориентированным отрезкам северо-западного обрамления котловины озера Байкал в голоцене формируются разрывные структуры сжатия. Это взбросо-надвиги, возможно с правым сдвигом (субмеридиональное простирание), крутые взбросы (северо-восточное простирание), левые взбросо-сдвиги и даже надвиги (субширотное простирание). О наличии разрывных структур сжатия в отложениях впадины оз. Байкал свидетельствуют данные сейсмического профилирования. Проявление складчатости, определенно не локальной присдвиговой, на сейсмических профилях в кайнозойских отложениях впадины Байкала может свидетельствовать только о режиме сжатия.

Данные палеосейсмологии и сейсмического профилирования позволили автору [6] сделать вывод о том, что большинство впадин байкальского типа являются рампами или односторонними рампами, а их борта контролируются преимущественно взбросами и взбросо-сдвигами. Это в полной мере относилось к Баргузинской впадине и разлому в ее северо-западном борту. Еще при палеосейсмологических исследованиях 1999 и 2001 гг. по зоне этого разлома было замечено несоответствие палеосейсмодислокаций сбросовому типу смещений. В траншеях, пройденных вручную, не были вскрыты сместители сейсмогенных разрывов из-за большой мощности сейсмогенных уступов, хотя сбросы должны были бы вскрыться.

Неудивительно, что при специальном палеосейсмологическом обследовании Улюнской кулисы Баргузинского разлома в августе 2011 г. [7] в придорожном карьере у селения Сухая были выявлены разрывные структуры сжатия. В поднятом (взброшенном) крыле многоактного сеймотектонического разрыва, где уже нет коллювиальных свалов, в рыхлых верхнеплейстоценовых-голоценовых отложениях и подстилающем их элювии дезинтегрированных гранитов были вскрыты разрывные нарушения практически всех кинематических типов (сбросы, взбросы и надвиги), которые однозначно указывают на структуру сжатия. Часто к зонам взбросов с падением 60° на СВ приурочены инъекционные (кластические) дайки. Подобная дайка мощностью до 20–30 см в днище карьера смещена многочисленными поперечными правыми сдвигами через 40–70 см с амплитудой до 30 см. Кластические дайки, заполняющие зоны разломов северо-восточного падения, свидетельствуют о том, что под чехлом пролювия, элювия и подстилающих их коренных дезинтегрированных гранитов находятся озерно-болотные отложения впадины. Соответственно, коренные граниты с вышележащими образованиями надвинуты на них. Пластичные супесчано-суглинистые отложения впадины выжимались в зоны разрывов. Взбросо-надвиговый тип разрывных нарушений можно распространять не только на Улюнскую кулису, но и на весь Баргузинский разлом.

Наличие надвиговых разрывов по зонам Обручевского и Баргузинского разломов позволяет более критично подойти к сбросовым смещениям, вскрытым по зонам других разломов, как Прибайкалья, так и аналогичных внутриконтинентальных “рифтов”. Сбросы могут формироваться, и они образуются, в условиях горизонтального сжатия как неотъемлемая его структура. Сбросы в условиях сжатия могут проявляться на отдельных фрагментах сдвиговых разломов с соответствующей ориентировкой (структуры типа pull-apart) или формироваться как отражение вторичных напряжений растяжения вкрест простирания основных структур в виде широких и переуглубленных долин-трещин (долина озера Гарда и другие в Альпах, долина р. Холодной и другие в Прибайкалье).

Однако тектоническую природу сбросовых смещений на земной поверхности и в разрезах намного труднее доказать, чем таковую смещений других кинематических типов. Сбросы (гравитационные смещения) могут быть обусловлены оползневым (компенсационным) смещением верхних частей сеймотектонических уступов взбросовой, сдвиговой и взбросо-сдвиговой природы. Определенно тектонические сбросы во многих случаях на самом деле представляют собой взбросо-сдвиги, которые за счет сдвиговых перемещений искажаются до такой степени. Поскольку падение разлома во взбросовом уступе направлено в склон, то для его вскрытия требуется большая глубина проходки, что не всегда осуществимо. Поэтому при обычном недостаточно глубоком вскрытии мощных сеймотектонических уступов проявляются в первую очередь сбросовые (оползневые) смещения. Взбросы, если и частично вскрываются, малообоснованно трактуются как вторичные взбросы (разломы Рок Крик и Беар-Ривер в Вайоминге) и псевдовзбросы (сегмент Нефи разлома Уосатч, разломы Каунт-Дамп и Паджарито в Нью-Мексико), а гравитационные оползневые смещения, наоборот, рассматриваются как основные тектонические смещения сбросового типа [2].

Подобные примеры характерны и для Прибайкалья. Так, в [11] оползневое смещение, вскрытое по Тункинскому разлому в карьере курорта Аршан, рассматривается в качестве тектонического сброса. По зоне этого же разлома у Торской палеосейсмодислокации даже разрывные деформации, считавшиеся определенно сбросовыми [8], таковыми, скорее всего, не являются. Два пологих ($45\text{--}50^\circ$) разновозрастных сместителя сбросового характера в 1.0–1.5 м от выступа выветрелых гнейсовидных пород в траншее Т-7 имеют, вероятно, гравитационный генезис, обусловленный оползанием выступающих частей взброшенного или надвинутого крыла. Лежащая складка в левой части разреза Т-11, представлявшаяся ранее солифлюкционной [8], определенно, является надвиговой структурой, поскольку невозможно допустить течение грунтов на значительное расстояние по горизонтальной поверхности или даже в подъем. Сбросы на надвинутом (вброшенном) крыле представляются чисто приповерхностными компенсационными смещениями.

Формирование разрывных структур сжатия по СЗ обрамлениям Байкальской и Баргузинской впадин, являющихся односторонними рампами, свидетельствует о совершенно иной, чем ранее представлялось, геодинамической ситуации в регионе. Для Юго-Западного Прибайкалья сохраняется, в принципе, прежнее положение, обусловленное северо-восточным сжатием, тогда как для центральной части бывшей Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) будут характерны надвиги или поддвиги, а для ее северо-восточного фланга – преимущественно правосторонние взбросо-сдвиги. Соответственно с этим, Амурская плита должна двигаться в северо-западном направлении. Существующий режим сжатия в регионе можно объяснить совместным воздействием Индо-Азиатской коллизии и Тихоокеанской субдукции.

Литература

1. Мельникова В.И., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Гилева Н.А. Особенности разрядки напряжений в очагах землетрясений Байкальской рифтовой зоны в 2004 году // Современная

геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 96–100.

2. Палеосейсмология / Под ред. Дж.П. Мак-Калпина. Т. 1. М.: Научный мир, 2011. 560 с.

3. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. – Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2006. 151 с.

4. Саньков В.А., Чипизубов А.В., Парфеевец А.В., Саньков А.В. Переход от транспрессии к транстенсии на юге Байкальского рифта: Роль жесткого индентора // Континентальный рифтогенез: Материалы Всерос. симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 109–113.

5. Чипизубов А.В. Палеосейсмологические данные и современная геодинамика Прибайкалья // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 209–211.

6. Чипизубов А.В. Природа Байкальской системы впадин // Континентальный рифтогенез: Материалы Всерос. симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 210–212.

7. Чипизубов А.В., Имаев В.С., Смекалин О.П. О кинематике активного Баргузинского разлома // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012 (в печати).

8. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 587–602.

9. Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Semenov R.M., Chipizubov A.V. Morphotectonics and Late Pleistocene-Holocene deformations in the Tunka system of basins (Baikal rift, Siberia) // Zeitschrift für Geomorphologie. 2005. В. 49, № 4. P. 485–494.

10. Chipizubov A.V. Recent geodynamics of the SW segment of the Baikal rift zone on the basis of the paleoseismological data // Rifting in intracontinental setting: Baikal rift system and other continental rifts. Irkutsk–Tervuren, 1999. P. 24–26.

11. McCalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia // Tectonics. 1995. V. 14, № 3. P. 594–605.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Авагимов А.А.....т.2 – 24
 Адилов К.А.....т.2 – 86
 Акманова Д.Р.....т.1 – 8
 Алексеев В.Р.....т.2 – 94
 Альбарик Ж.....т.2 – 25
 Амиржанов А.А.....т.1 – 11
 Ананьин Л.В.....т.1 – 73
 Андреев А.В.....т.1 – 76, т.2 – 42
 Артиков Ф.Р.....т.2 – 86
 Астафьева Э.И.....т.2 – 167
 Ашурков С.В.....т.1 – 89, 111, 114
 Аюров Д.Б.....т.1 – 17

Б

Багдасарова М.В.....т.1 – 13
 Базаржапов А.Д.....т.1 – 63
 Базаров А.Д.....т.2 – 77
 Бакеев Р.А.....т.1 – 186
 Балханов В.К.....т.2 – 127, 129
 Баталев В.Ю.....т.2 – 132
 Баталева Е.А.....т.1 – 50, т.2 – 132
 Башкуев Ю.Б.....т.1 – 17, 92, 132, 135
т.2 – 127, 129, 167
 Беленович Т.Я.....т.2 – 8
 Бержинская Л.П.....т.2 – 134, 137, 176
 Бержинский Ю.А.....т.2 – 134, 137, 164, 176
 Бобров А.А.....т.1 – 137, 180
 Боброва Д.А.....т.2 – 97
 Болдина С.В.....т.2 – 148
 Борняков С.А.....т.1 – 20
 Брыжак Е.В.....т.1 – 141, т.2 – 10, 146
 Буддо И.В.....т.1 – 195
 Бурзунова Ю.П.....т.1 – 138
 Буянова Д.Г.....т.1 – 17
 Бызов Л.М.....т.1 – 92, 114

В

Василенко Н.Ф.....т.1 – 106
 Викулин А.В.....т.1 – 8, 23, 26
 Викулина М.А.....т.1 – 26
 Викулина С.А.....т.1 – 26
 Воейков С.В.....т.2 – 167, 204
 Воейкова Е.С.....т.2 – 204
 Воронин В.И.....т.2 – 140, 152
 Воронцова Е.В.....т.2 – 143

Г

Гайдай Н.К.....т.2 – 13
 Гангаадорж Баяраа.....т.1 – 161
 Герман В.И.....т.2 – 16, 19
 Гилева Н.А.....т.2 – 22
 Гиоргобиани Т.В.....т.1 – 79
 Тверитинова Т.Ю.....т.1 – 79, 192
 Гладков А.А.....т.2 – 42
 Гражданкин А.М.....т.1 – 82

Гриб Н.Н.....т.2 – 192
 Губанова М.А.....т.1 – 29
 Гусева Т.В.....т.1 – 125

Д

Девершер Ж.....т.2 – 25
 Дембелов М.Г.....т.1 – 92, 114, 132, 135, т.2 – 167
 Демьянович В.М.....т.2 – 33
 Дешамп А.....т.2 – 25
 Джумабаев И.М.....т.2 – 86
 Джурик В.И.....т.1 – 141, т.2 – 146, 182
 Добрынина А.А.....т.1 – 135, т.2 – 25, 64, 196
 Долгая А.А.....т.1 – 8
 Дорофеева Р.П.....т.1 – 32
 Дреннов А.Ф.....т.2 – 146
 Дядьков П.Г.....т.2 – 26, 27, 44

Е

Ескин А.Ю.....т.1 – 141, т.2 – 182

Ж

Жатнуев Н.С.....т.2 – 127
 Жижерин В.С.....т.1 – 116
 Жируев С.П.....т.2 – 107
 Жупитяева А.С.....т.2 – 167
 Жураев С.Р.....т.1 – 150

З

Задонина Н.В.....т.2 – 152
 Зайцев В.А.....т.1 – 35
 Зарипов Р.М.....т.1 – 144
 Захаров А.И.....т.1 – 89
 Захарова Л.Н.....т.1 – 89
 Зейгарник В.А.....т.2 – 124
 Злобин Т.К.....т.1 – 38
 Зуев Ф.Л.....т.2 – 36

И

Ибатуллина А.А.....т.2 – 27
 Иванькина Л.И.....т.2 – 137, 176
 Имаев В.С.....т.2 – 28, 31
 Имаева Л.П.....т.2 – 28, 31
 Ишин А.Б.....т.2 – 204

К

Казакова Е.Н.....т.2 – 100, 107
 Кале Э.....т.1 – 92
 Калинина Л.Ю.....т.2 – 13
 Кармалева Р.М.....т.1 – 86
 Качура Р.А.....т.2 – 104
 Кесельман С.И.....т.2 – 27
 Киселев Д.В.....т.2 – 137

Кичигин А.Г.....	т.1 – 89
Ключевская А.А.....	т.2 – 33
Ключевский А.В.....	т.2 – 33, 36
Кобелев М.М.....	т.1 – 73
Кобылкин Д.В.....	т.1 – 97
Коваленко Н.С.....	т.2 – 74
Кожевников В.М.....	т.1 – 111
Кожурин А.И.....	т.1 – 40, 171
Козлова М.П.....	т.2 – 27
Козырева Е.А.....	т.2 – 110
Козьмин Б.М.....	т.2 – 28, 31
Копейкин А.В.....	т.1 – 60
Копылов М.И.....	т.1 – 147, т.2 – 39
Копылова Г.Н.....	т.2 – 148
Кузьмин Ю.О.....	т.1 – 42, 103, т.2 – 102
Кузьмина Е.А.....	т.1 – 45
Кулдашев Н.Ш.....	т.1 – 150
Кулешов Д.А.....	т.2 – 27
Кутинов Ю.Г.....	т.2 – 8, 198
Кучай О.А.....	т.1 – 152, 154

Л

Лапердин В.К.....	т.2 – 104
Лапин П.С.....	т.1 – 48
Лебедева М.А.....	т.1 – 89
Леви К.Г.....	т.1 – 56, 95, т.2 – 152
Левина Е.А.....	т.2 – 71, 173
Левичева А.В.....	т.2 – 27
Лобкина В.А.....	т.2 – 107
Лопатин М.Н.....	т.2 – 179
Лукк А.А.....	т.1 – 125
Лунина О.В.....	т.1 – 76, т.2 – 42
Лухнев А.В.....	т.1 – 92, 95, 111, 114
Лухнева О.Ф.....	т.1 – 95, т.2 – 129
Лыкова В.В.....	т.1 – 159

М

Мазаева О.А.....	т.2 – 110
Макаров С.А.....	т.1 – 97
Матюков В.Е.....	т.1 – 50
Медведева Н.С.....	т.2 – 55
Мельников М.Г.....	т.1 – 161
Мельникова В.И.....	т.2 – 22
Мирзатулкинов М.М.....	т.1 – 164
Мирошниченко А.И.....	т.1 – 20, 92, 111, 114
Михеева А.В.....	т.2 – 44
Молчанов А.Е.....	т.2 – 46
Мординова В.В.....	т.1 – 73, 100
Мороз Т.А.....	т.2 – 157
Мороз Ю.Ф.....	т.2 – 157
Мухамадеева В.А.....	т.2 – 159

Н

Нагуслаева И.Б.....	т.1 – 132
Наурызбаев М.М.....	т.2 – 152
Немирович–Данченко М.М.....	т.2 – 50
Никонов А.А.....	т.2 – 55, 163
Никонов А.И.....	т.2 – 102
Новопашина А.В.....	т.2 – 58

О

Ордынская А.П.....	т.2 – 137, 164
--------------------	----------------

П

Панина Л.В.....	т.1 – 35
Папкина А.А.....	т.2 – 61
Парфеевец А.В.....	т.1 – 89, 111, 167
Пашевин А.М.....	т.1 – 198
Пеллинен В.А.....	т.2 – 113
Первалова Н.П.....	т.2 – 167, 170, 204
Перро Ж.....	т.2 – 25
Петрищевский А.М.....	т.1 – 53
Петров В.А.....	т.1 – 103, 114
Петрухин В.Ф.....	т.1 – 63
Пинегина Т.К.....	т.1 – 171
Платонова С.Г.....	т.2 – 115
Полец А.Ю.....	т.1 – 38, 174, т.2 – 64
Пономарева В.В.....	т.1 – 171
Пономарева Е.И.....	т.2 – 66
Предеин П.А.....	т.2 – 157, 188
Прилоус Б.И.....	т.1 – 60
Прытков А.С.....	т.1 – 106
Пустовойтова И.В.....	т.2 – 39
Пушкаревский Ю.С.....	т.2 – 81

Р

Радзиминович Я.Б.....	т.2 – 22, 74
Рассказов И.Ю.....	т.1 – 103
Рассказов С.В.....	т.1 – 108, 121
Редькин А.А.....	т.1 – 176
Родина С.Н.....	т.2 – 69
Родкин М.В.....	т.2 – 163
Романенко Ю.М.....	т.2 – 27
Ружич В.В.....	т.2 – 71, 173
Ружников Г.М.....	т.2 – 140
Ружникова А.А.....	т.1 – 178
Рыбальченко С.В.....	т.2 – 118
Рыбченко А.А.....	т.2 – 110
Рыжов Ю.В.....	т.1 – 97
Рященко Т.Г.....	т.1 – 97

С

Саландаева О.И.....	т.2 – 176
Саньков А.В.....	т.1 – 89, 92
Саньков В.А.....	т.1 – 56, 89, 92, 103, 111, 114, 135, 167, т.2 – 25, 167, 170, 204
Сапаров Ф.Т.....	т.1 – 164
Сафонов Д.А.....	т.1 – 38, т.2 – 74
Семенец Н.В.....	т.1 – 26
Семенов Р.М.....	т.2 – 179
Семинский К.Ж.....	т.1 – 180
Серебрянников С.П.....	т.1 – 141, т.2 – 146, 182
Серов М.А.....	т.1 – 116, 183
Сибиряков Б.П.....	т.1 – 60
Сидоров В.А.....	т.1 – 13
Скрипко В.В.....	т.2 – 115
Смекалин О.П.....	т.2 – 28, 179
Смольков Г.Я.....	т.1 – 63

Сорокин А.П.....т.1 – 183
 Сорокина А.Т.....т.1 – 183
 Ставников Д.Ю.....т.2 – 140
 Степашко А.А.....т.1 – 66
 Стефанов Ю.П.....т.1 – 186
 Суворов В.Д.....т.2 – 84
 Сушкин Л.Б.....т.2 – 184

Т

Тарасова А.А.....т.1 – 20, 198
 Татьков Г.И.....т.2 – 77, 84, 157, 188
 Татьков И.Г.....т.2 – 77, 188
 Ташлыкова Т.А.....т.2 – 78
 Тверитинова Т.Ю.....т.1 – 79, 192
 Тимофеев В.Ю.....т.1 – 118
 Тимофеев Н.В.....т.2 – 104
 Токарева О.В.....т.1 – 195
 Трофименко С.В.....т.2 – 81, 189, 192
 Трынкова Д.С.....т.1 – 73
 Тубанов Ц.А.....т.2 – 22, 77, 84, 157, 188

У

Умурзаков Р.А.....т.1 – 150, 164
 Усатый Р.Н.....т.2 – 137
 Усольцева С.А.....т.1 – 198
 Усынин Л.А.....т.1 – 141, т.2 – 10, 182

Ф

Фахриддинов Ж.Ф.....т.1 – 202
 Фердинанд Р.В.....т.2 – 25
 Флейфель Л.Д.....т.2 – 55

Х

Хамидов Л.А.....т.1 – 202, т.2 – 86
 Хамидов Х.Л.....т.2 – 88
 Хантемиров Р.М.....т.2 – 152
 Хаптанов В.Б.....т.1 – 132, 135
 Ходжаев А.К.....т.1 – 202
 Хоситашвили Г.Р.....т.2 – 121

Ч

Чебыкин Е.П.....т.1 – 108
 Черемных А.В.....т.1 – 208
 Черемных А.С.....т.1 – 205
 Черных Е.Н.....т.1 – 20, т.2 – 137, 173, 176, 196
 Чечельницкий В.В.....т.2 – 25
 Чигринская Л.С.....т.2 – 137
 Чипизубов А.В.....т.1 – 211
 Чистова З.Б.....т.2 – 198
 Чувашова И.С.....т.1 – 108, 121

Ш

Шагун А.Н.....т.2 – 137, 176
 Шаповалова Е.С.....т.2 – 102
 Шварев С.В.....т.2 – 55, 163
 Шевченко В.И.....т.1 – 125
 Шерман С.И.....т.1 – 56, 183, т.2 – 91
 Шпынев М.Г.....т.2 – 137
 Шукуров З.Ф.....т.1 – 128

Щ

Щепкина В.Л.....т.1 – 63
 Щербин С.А.....т.2 – 137

Ю

Юркова Р.М.....т.1 – 70

Я

Язев С.А.....т.2 – 152, 201
 Ясюкевич Ю.В.....т.2 – 204

G, H, Z

Weijun Gan.....т.1 – 131
 Xiongnan Huang.....т.1 – 131
 Jiasheng Zhang.....т.1 – 131
 Minghua Zhang.....т.1 – 131