

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ И ОКРУЖАЮЩИХ СТРУКТУР ПО ДАННЫМ GPS ИЗМЕРЕНИЙ

С.В. Ашурков^{1,6}, В.А. Саньков^{1,7}, М.А. Серов², П.Ю. Лукьянов³,
Н.Н. Гриб⁴, Г.С. Бордонский³, М.Г. Дембелов⁵

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Институт экологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, ул. Б. Хмельникова, 2, Россия

³ Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672000, Чита, ул. Бутина, 26, Россия

⁴ Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Амосова,
678960, Нерюнгри, ул. Южно-Якутская, 23, Россия

⁵ Институт физического материаловедения СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6, Россия

⁶ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

⁷ Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Россия

Работа основана на анализе современных движений по данным GPS измерений на территории Амурской плиты и ее окраин. Большая часть представленных в работе скоростей получена из опубликованных источников. Также представлены собственные, новые и обновленные данные периодических и постоянных GPS наблюдений. На основе объединенного поля скоростей движений построено непрерывное поле скоростей деформаций. Рассчитаны скорости дилатации, направления и значения главных осей деформации. Количественно оценены скорости максимальных сдвиговых деформаций и направления их осей. Выявлены зоны фоновых деформаций, приуроченные к внутренней части Амурской плиты, и зоны с повышенными значениями деформаций. Зоны повышенной тектонической активизации соответствуют областям редуцированной литосферы и часто характеризуются наличием позднекайнозойского вулканизма. Часть из них может интерпретироваться как современные границы внутриконтинентальных геоблоков и малых литосферных плит.

Современные движения земной коры, деформации земной коры, GPS измерения, Амурская плита.

RECENT DEFORMATIONS OF THE AMURIAN PLATE AND SURROUNDING STRUCTURES (data from GPS measurements)

S.V. Ashurkov, V.A. San'kov, M.A. Serov, P.Yu. Luk'yanov, N.N. Grib,
G.S. Bordonskii, and M.G. Dembelov

We analyze recent crustal movements, based on data of GPS measurements on the Amurian Plate and its margins. Most of the velocities were borrowed from scientific publications. Also, our new and updated data of periodic and permanent GPS observations are presented. A continuous field of strain rates has been constructed using the combined field of movement velocities. Dilation rates and the directions and values of the main strain axes have been calculated. We have made a quantitative estimation of the maximum shear rates and their directions. Zones of background deformations in the inner part of the Amurian Plate have been revealed along with high-strain zones. Zones with intense tectonic activity, corresponding to areas of reduced lithosphere, often show manifestations of Late Cenozoic volcanism. Part of them can be interpreted as the present-day boundaries of intracontinental geoblocks and small lithospheric plates.

Contemporary crustal movements, crustal deformations, GPS measurements, Amurian Plate

ВВЕДЕНИЕ

На территории Центральной и Восточной Азии выделяются зоны концентрированной сейсмичности, соответствующие подвижным поясам, и зоны с рассеянными эпицентрами землетрясений, которые отражают процессы деформации внутри жестких плит. Л.П. Зоненшайн с соавторами [Zonenshain, Savostin, 1981] считали, что зоны концентрации эпицентров землетрясений соответствуют межблоковым границам, разделяющим жесткие, слабдеформируемые литосферные блоки. Представленное ими разломно-блоковое деление Центральной и Юго-Восточной Азии подразумевало выделение ряда новых тектонических единиц, одной из которых стала Амурская малая плита.

Элементы Амурской литосферной плиты формировались с позднего докембрия до раннего кайнозоя, и представляют собой коллаж террейнов, формировавших орогенные пояса, и крупных линейных блоков – супертеррейнов Азии [Парфенов и др., 2003]. На неотектоническом этапе Амурская плита выделяется как зона пониженных амплитуд вертикальных неотектонических движений [Леви, 2008] и скоростей современных деформаций порядка $3 \cdot 10^{-9} \cdot \text{год}^{-1}$ [Calais et al., 2006].

Среди ученых нет единого мнения относительно границ Амурской плиты. Подробное описание существующих вариантов границы можно найти в работе [Ашурков и др., 2011]. Низкие скорости современных деформаций приводят к слабой подвижности блоков и морфологической невыраженности разломных зон, снижению уровню сейсмической активности, что и порождает многообразие вариантов проведения межплитных границ. В настоящей работе на основе анализа значений параметров деформаций (скорость дилатации, скорость максимальных сдвиговых деформаций, скорости главных деформаций и др.) мы выделили области с высокими скоростями деформаций, которые могут интерпретироваться как межплитные и блоковые границы. На рис. 1 вынесены границы Амурской плиты и ее окружения, полученные в результате сопоставления полученных результатов в рамках настоящего исследования с ранее опубликованными вариантами границ [Zonenshain, Savostin, 1981; Имаев и др., 2003; Гатинский, Рундквист, 2004; Wang et al., 2009; DeMets et al., 2010; Wang et al., 2011].

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

С целью более четкого определения границ блоков и малых литосферных плит во внутренних районах континента мы применили метод расчета непрерывного поля деформаций. Данный подход имеет существенное отличие от расчета дискретизированного поля деформаций. В рамках последнего исследуемое пространство разбивается на полигоны, вершины которых соответствуют точкам с данными, и для каждого полигона рассчитывается одно значение параметров деформации. Подразумевается, что деформация однородна в пределах полигона. Результат расчетов зависит от размера полигона и равномерности распределения данных по площади. Примеры использования подобного расчета деформаций для Центральной Азии можно найти в работах [Calais et al., 2006; Лухнев и др., 2010, 2013]. В попытке полностью избежать или уменьшить влияние вышперечисленных проблем мы интерполировали значения горизонтальных скоростей на элементарные ячейки заданного размера и затем рассчитали для каждой значения параметров деформации.

В нашей работе мы объединили многочисленные опубликованные результаты GPS наблюдений и результаты собственных измерений. Наши данные представлены несколькими станциями постоянных наблюдений и полевыми пунктами, на которых измерения проводились периодически. Постоянные пункты работают в городах Благовещенск, Улан-Удэ, Нерюнгри, Чита, а также на стационаре, расположенном в Тункинской впадине и на сейсмостанции «Тырган», расположенной на западном борту Байкальской впадины. Наиболее длинный ряд наблюдений получен для станций Благовещенск (BLAG) и Улан-Удэ (ULAZ). Измерения на первой станции стали возможны благодаря сотрудничеству с учеными Института геологии и природопользования ДВО РАН и начались в 2001 г. Также проводились совместные периодические измерения на ряде полевых GPS пунктах в Нижнезейской впадине. В работе использовались данные с 2001 г. для GPS пункта (ULAZ), предоставленные Институтом физического материаловедения СО РАН (г. Улан-Удэ). В г. Нерюнгри совместно с сотрудниками Технического института (филиал) Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Амосова в 2011 г. был организован пункт постоянных GPS измерений (NRG2). Наиболее «молодые», постоянно действующие GPS станции организованы в 2012 г. в Чите (CHT2) на базе Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН и стационаре Института солнечно-земной физики СО РАН в Тункинской впадине (TOY2). Также в данной работе были использованы данные постоянных GPS наблюдений с 2012 г. на станции «Тырган» (TIRG). Для полевых GPS пунктов (см. рис. 1), на основании новых измерений, уточнены скорости смещений (таблица).

Обработку данных GPS измерений мы производили программным пакетом GAMIT/GLOBK ver. 10.4 [Herring et al., 2010]. На первом этапе обработки GPS данных для каждого дня измерений, используя дифференциальные фазовые наблюдения, мы рассчитали координаты пунктов, тропосферную задержку с интервалом 2 ч, параметры движения спутников, а также фазовые неоднозначности. Для решения применяли финальные орбиты спутников, предоставляемые Международной GPS-службой (IGS), параметры ориентации вращения Земли (IERS), таблицы зависимостей фазовых центров антенн от азимута и угла прихода спутникового сигнала, рекомендованные IGS для расчетов. В свои ежедневные решения мы включили 31 IGS станцию для связи нашей сети с общеземной опорной системой координат ITRF2008 [Altamimi et al., 2011]. Далее мы объединили полученные ежедневные решения с решениями SOPAC (Scripps Orbital and Position Analysis Center) для глобальных станций [<http://sopac.ucsd.edu/>], используя модуль GLRED из программного пакета GLOBK. При этом к полученному еже-

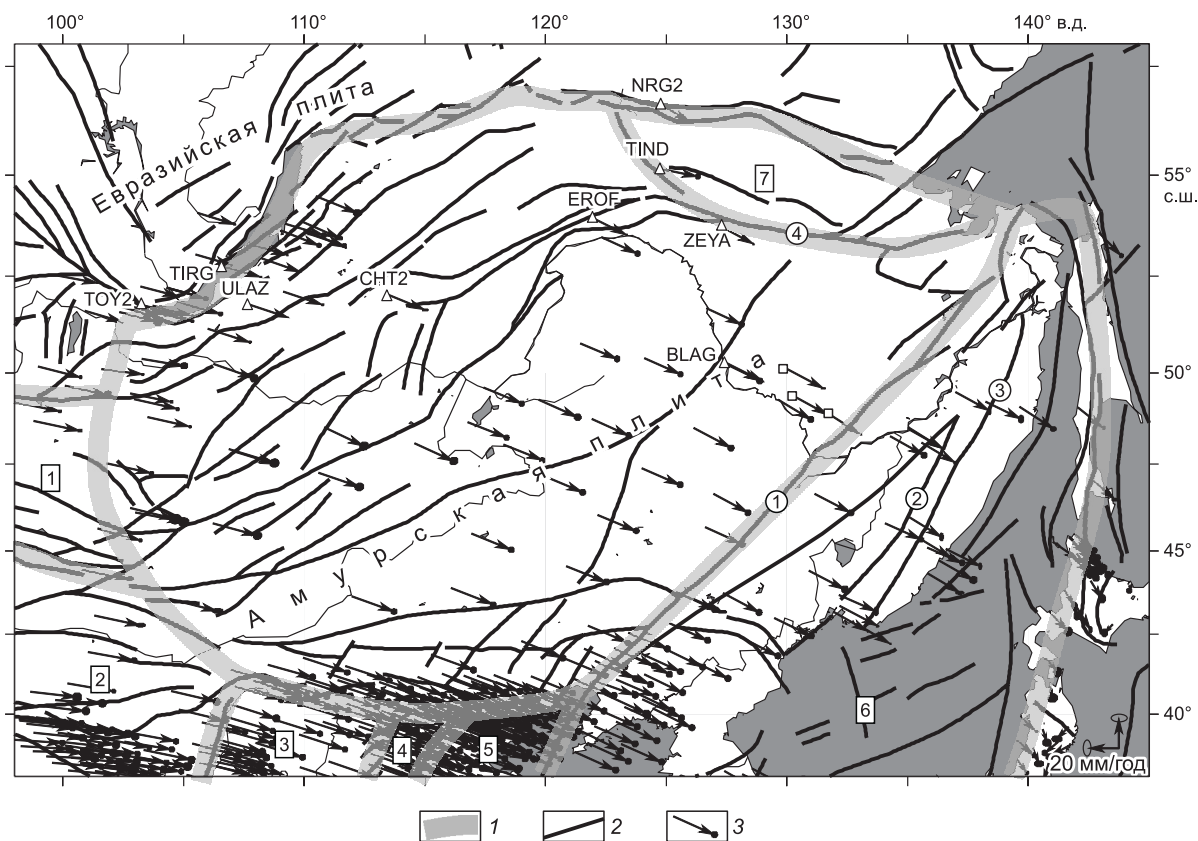


Рис. 1. Карта современных горизонтальных скоростей по данным GPS в общеземной опорной системе координат ITRF2008.

1 — границы блоков и плит; 2 — разломы, по [Bouysse, 2009] с изменениями; 3 — векторы скоростей и эллипсы ошибок в 95%-м доверительном интервале. Треугольники — постоянные и полупостоянные GPS пункты. Квадраты — GPS пункты периодических измерений. Цифрами в квадратах обозначены геоблоки: 1 — Монгольский блок, 2 — Алашан, 3 — Ордос, 4 — Тайхэнг, 5 — Северо-Китайская равнина, 6 — Японо-Корейский блок, 7 — Становой блок. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Илань-Итунский (Тан-Лу), 2 — Арсеньевский, 3 — Центральный Сихотэ-Алиньский (ЦСАП), 4 — Южно-Тукурингрский.

дневному решению применяются рассчитанные для каждого дня в отдельности параметры трансформации Хельметра (трансляция, вращение, масштаб) между общеземной опорной системой координат ITRF2008 и нашим однодневным решением. На заключительном этапе мы использовали утилиту TSVIEW [<http://www-gpsg.mit.edu/~tah/GGMatlab/>]. TSVIEW — это специальный инструмент, дающий возможность редактирования временного ряда GPS станции и оценки его качества. Это значительно облегчает удаление некондиционных данных и устраняет их влияние на расчет скорости. Нас интересовали так называемые «вековые», или интерсейсмические скорости. Для этого с помощью TSVIEW мы рассчитывали линейный тренд ежедневных позиций пунктов (т. е. скорость), учитывая годовой цикл, полугодовой цикл и отклонения. Отклонения были вызваны сменой оборудования, землетрясениями или неизвестными причинами, выявленными в ходе анализа. В результате мы получили скорости, свободные от сезонных колебаний и разовых, резких смещений различного генезиса.

Полученное поле скоростей мы объединили с опубликованными скоростями горизонтальных смещений [Kreemer et al., 2014], а также предоставленными Институтом геологии и природопользования (ИГИП, г. Благовещенск) результатами обработки данных по трем постоянным GPS станциям (EROF, TIND, ZEYA), расположенным на севере Амурской области. Скорости пунктов EROF (г. Ерофей Павлович) и TIND (г. Тында) получены по двухлетнему периоду наблюдений. Продолжительность наблюдений, использованных в расчетах для пункта ZEYA (г. Зея), составила 2 года и 3 месяца. В работе [Kreemer et al., 2014] авторы объединили собственное решение с решениями из 233 опубликованных работ и семи неопубликованных исследований для всего мира. Авторы, как и мы, преследовали цель получить интерсейсмические скорости смещений. Для этого при оценке скоростей смещения пунктов они учитывали годовой и полугодовой циклы, а также отклонения, вызванные различными причинами. Следует отметить, что в цитируемой работе приведены различные значения скоростей из разных иссле-

Скорости смещений GPS пунктов относительно общеземной опорной системы координат ITRF2008

Координаты, град.		Скорость, мм·год ⁻¹		Вертикальная скорость, мм·год ⁻¹	GPS пункт	Годы и периоды измерений
в.д.	с.ш.	восточная	северная			
103.079	51.809	25.42±0.52	-7.51±0.26	-0.2±0.72	TOY2	19.03.2012—25.12.2014
103.703	51.652	26.34±0.48	-7.29±0.33	-2.18±0.25	SLYU	1994, 1996, 1997, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2006, 2008, 2010, 2013, 2014
103.742	51.765	25.49±0.24	-6.19±0.26	-1.46±0.68	KULT	1994, 1996, 1997, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2006, 2008, 2010, 2013, 2014
106.345	52.761	24.33±0.45	-9.75±1.16	-0.05±1.15	TIRG	08.07.2012—29.06.2014, 24.09.2014—08.11.2014
107.621	51.814	27.22±0.11	-9.07±0.06	0.28±0.17	ULAZ	01.01.2001—11.08.2002, 12.08.2003—08.12.2003, 27.06.2005—25.12.2014
113.503	52.037	24.06±0.8	-9.87±0.29	-4.22±1.7	CHT2	28.06.2012—25.10.2012, 26.01.2013—25.12.2014
121.956	53.961	22.29±0.2	-11.07±0.23	1.63±0.7	EROF	01.01.2013—31.12.2014
124.723	56.661	20.35±0.98	-11.42±0.23	1.98±0.88	NRG2	27.10.2011—17.11.2014
124.75	55.156	25.03±0.65	-5.17±0.77	-8.58±2.31	TIND	01.01.2013—31.12.2014
127.251	53.753	21.73±0.2	-11.65±0.25	3.86±0.72	ZEYA	01.01.2013—30.03.2015
127.52	50.256	23.75±0.13	-11.96±0.13	1.11±0.26	BLAG	2001—2007 (полупостоянные наблюдения), 07.08.2009—09.05.2013 (постоянные наблюдения)
130.014	50.101	23.91±0.57	-12.7±0.16	-0.33±1.46	TLKN	2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2009, 2010, 2012
130.219	49.406	23.37±0.49	-12.81±0.27	-3.44±1.66	ARHA	2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2009, 2010, 2012
131.602	48.953	23.31±0.22	-14.78±0.29	-0.81±1.79	SUTA	2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2009, 2010, 2012

дований для одних и тех же пунктов измерений. Мы ограничились интересующей нас областью в рамках Амурской плиты и смежных территорий и выбрали единственное значение скорости для GPS пунктов. При выборе значения скорости из разных исследований мы руководствовались следующими критериями. Первое условие — продолжительность наблюдений, т. е. предпочтение отдавалось той работе, где скорости получены на основе большего массива данных. Другое условие — современность работы, предпочтение отдавалось более поздней публикации. При равенстве двух вышеприведенных критериев выбиралась скорость смещения GPS пункта с наименьшей ошибкой. В результате в финальное поле скоростей вошли собственные скорости и скорости из работ [Sagiya et al., 2000; Calais et al., 2006; Jin et al., 2006; Hasimoto et al., 2009; Лухнев и др., 2010; Shestakov et al., 2011; Liang et al., 2013; Kreemer et al., 2014]. Для объединения собственного поля скоростей с данными [Kreemer et al., 2014] и ИГИП ДВО РАН мы рассчитали параметры трансляции и вращения между этими полями скоростей и применили их для трансформации опубликованных скоростей к нашему решению. В первом случае для этого были использованы 20 GPS станций, общих для обоих решений. В результате объединения среднеквадратическое отклонение (СКО) составило 1.03 мм/год. Во втором случае было семь общих станций и СКО составило 0.75 мм/год. После этого мы исключили из работы все опубликованные скорости, которые базировались на обработке общедоступных каталогов данных (SOPAC) и присутствовали в нашем собственном решении, а также скорости с ошибкой более 1.5 мм/год. Исключение составили данные из работы [Shestakov et al., 2011], поскольку авторы [Kreemer et al., 2014] удвоили значения стандартного отклонения, что не позволяло многим станциям пройти фильтр в 1.5 мм/год. Мы оставили исходные значения ошибок скоростей GPS пунктов [Shestakov et al., 2011], сохранив представительность Приморского региона (см. рис. 1).

СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ

Для расчета скорости деформаций мы использовали подход, предложенный М. Хаклом с соавторами [Hackl et al., 2009]. В ней авторы применили метод сплайн-интерполяции [Smith, Wessel, 1990]. Это простой и быстрый способ обработки геодезических данных для получения непрерывного поля скоростей. На его основе легко перейти к непрерывному полю скоростей деформации. Метод сплайн-интерполяции используется для больших территорий. Целью такого метода, с одной стороны, является максимально точное представление доступных данных, а с другой, — заполнение пробелов в данных. Этот метод не рассчитан на определение абсолютно точных значений скоростей деформаций, поскольку связан с градиентом поля скоростей и зависит от размера ячейки. Тем не менее метод надежен для определения изменения скорости и типа деформаций.

Мы выполнили сплайн-интерполяцию для широтной и долготной компонент поля скоростей с регулярной ячейкой 30×30 км, что составило примерно половину от среднего расстояния между GPS пунктами. Это позволило детально показать области с высокой плотностью пунктов, и в то же время избежать белых пятен в областях с плотностью распределения станций, близкой к средней. Однако для некоторых областей с высокой плотностью размер ячейки оставался велик. Для ячеек, в которые попал более чем один пункт, присваивалось медианное значение. Уменьшение размера ячейки не привело к значимым изменениям в деформационном поле.

Используя функцию интерполяции для двух компонент поля скоростей, мы вычислили производные (градиенты скорости) по северному и восточному направлениям, получив, таким образом, четыре непрерывных поля, значения которых могут быть представлены как компоненты тензора скоростей деформаций. Компоненты тензора скорости деформации рассчитываются по формулам:

$$\dot{\epsilon}_{ee} = \frac{\partial v_e}{\partial x_e}, \quad \dot{\epsilon}_{nn} = \frac{\partial v_n}{\partial x_n}, \quad \dot{\epsilon}_{en} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_e}{\partial x_n} + \frac{\partial v_n}{\partial x_e} \right),$$

где v — компонента скорости в точке x , e — долгота, n — широта. Получив все компоненты тензора для каждой ячейки, мы рассчитали направления скоростей главных деформаций (α_1, α_2) и их значения ($\dot{\epsilon}_1, \dot{\epsilon}_2$), по известным формулам:

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} 2\alpha_1 &= \frac{2\dot{\epsilon}_{en}}{\dot{\epsilon}_{nn} - \dot{\epsilon}_{ee}}, \quad \operatorname{tg} 2\alpha_2 = \frac{2\dot{\epsilon}_{en}}{\dot{\epsilon}_{nn} - \dot{\epsilon}_{ee}} \pm 90^\circ, \\ \dot{\epsilon}_{1,2} &= \frac{1}{2} (\dot{\epsilon}_{ee} + \dot{\epsilon}_{nn}) \pm \sqrt{(\dot{\epsilon}_{ee} - \dot{\epsilon}_{nn})^2 + 4\dot{\epsilon}_{en}^2}, \quad \text{где } \dot{\epsilon}_1 > 0, \quad \dot{\epsilon}_2 > \dot{\epsilon}_1. \end{aligned}$$

Скорость дилатации ($\dot{\delta}$) определялась как $\dot{\delta} = \dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2$.

Направления осей максимальных сдвиговых деформаций позволяют определять простирающие разломы со сдвиговой кинематикой. Скорость максимальных сдвиговых деформаций ($\dot{\gamma}_{\max}$) вычисляется по формуле:

$$\dot{\gamma}_{\max} \equiv (\dot{\epsilon}_1 - \dot{\epsilon}_2) / 2.$$

Направления осей максимальной сдвиговой деформации ($\theta_{1,2}$) найдены по формулам:

$$\operatorname{tg} 2\theta_1 = \frac{\dot{\epsilon}_{nn} - \dot{\epsilon}_{ee}}{2\dot{\epsilon}_{en}}, \quad \operatorname{tg} 2\theta_2 = \frac{\dot{\epsilon}_{nn} - \dot{\epsilon}_{ee}}{2\dot{\epsilon}_{en}} \pm 90^\circ.$$

Тип тензора скорости деформации определялся по формуле

$$(\dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2) / \max(|\dot{\epsilon}_1|, |\dot{\epsilon}_2|).$$

Также был рассчитан второй инвариант тензора скорости деформации (\dot{I}_2):

$$\dot{I}_2 = \sqrt{\dot{\epsilon}_{ee}^2 + \dot{\epsilon}_{nn}^2 + 2\dot{\epsilon}_{en}^2}.$$

РЕЗУЛЬТАТЫ

На картах скоростей дилатации, максимальных сдвиговых деформаций и второго инварианта тензора скорости деформации (рис. 2, 3) белым цветом закрашены территории со значениями скорости деформации $3 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$. Это связано с тем, что разрешающая способность космической геодезии находится на грани $3 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$, что соответствует приблизительно 1 мм/300 км.

Центральная часть Байкальской рифтовой системы (БРС) отчетливо видна на карте скорости дилатации (см. рис. 2), где она соответствует области с положительными значениями, т. е. области деформаций удлинения. Ширина зоны варьирует от 150 до 300 км. Скорость дилатации в целом имеет значения в диапазоне $3 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$ — $3 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$. На карте максимальных сдвиговых деформаций (см. рис. 3) центральная часть БРС изображена как зона, где оси расположены под углами около 45° к ее простирающей, а оси главных деформаций удлинения (см. рис. 2) расположены ортогонально.

К югу от центра системы Тункинских впадин, примерно вдоль 102 меридиана от северной до южной границы Монголии, расположена другая контрастная зона. Она представляет цепочку полей повышенных значений положительной дилатации и проходит по восточной окраине Хангайского горного

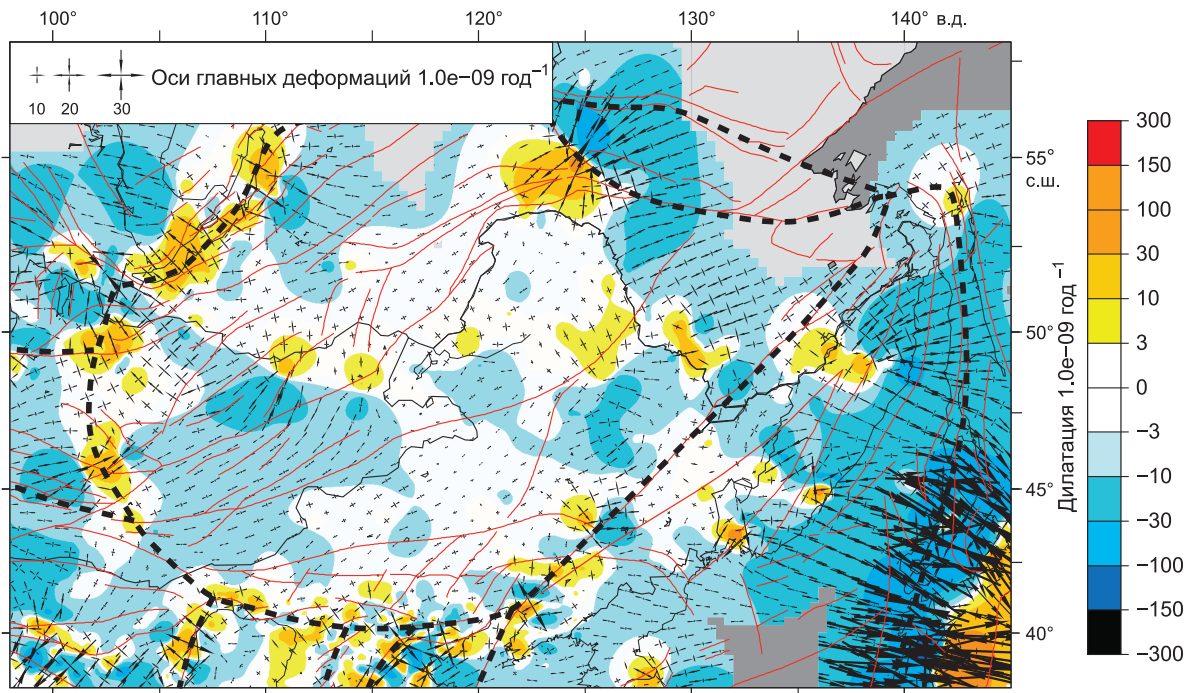


Рис. 2. Скорости дилатации ($\dot{\delta}$) и главных деформаций.

Значения, удаленные от GPS пунктов более чем на 10 ячеек, не показаны. Здесь и далее: красные линии — разломы, черные штриховые — границы блоков и плит.

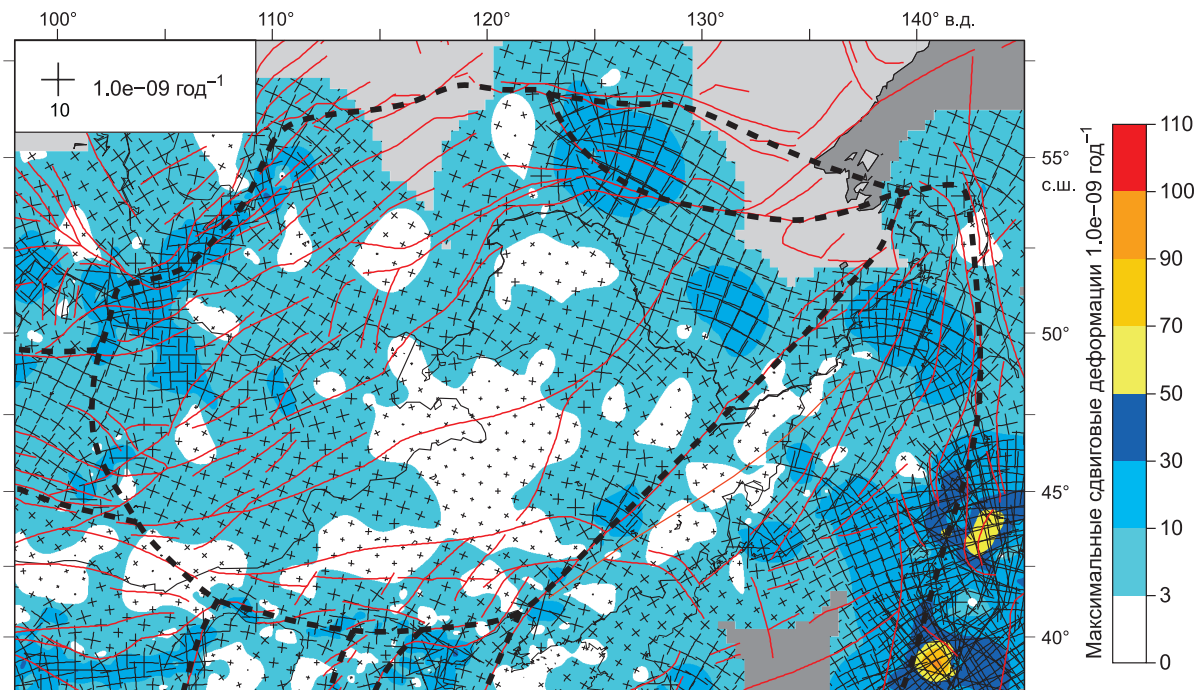


Рис. 3. Скорость максимальных сдвиговых деформаций ($\dot{\gamma}_{\max}$).

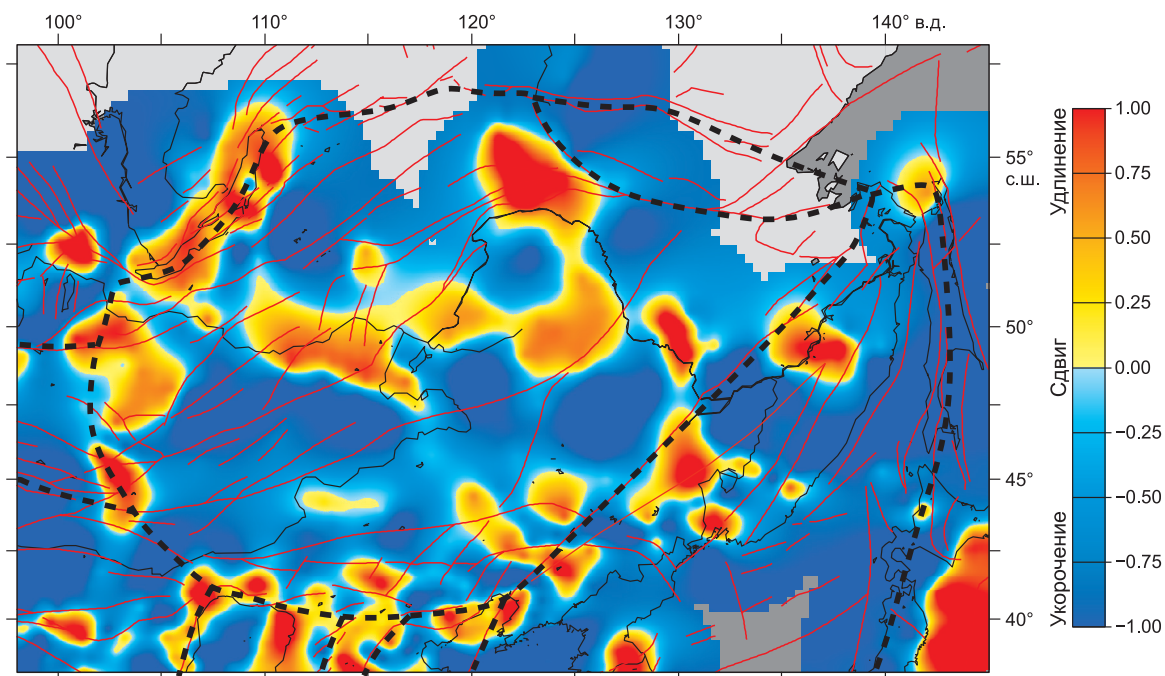


Рис. 4. Тип тензора скорости деформации $((\dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2) / \max(|\dot{\epsilon}_1|, |\dot{\epsilon}_2|))$.

Значения $\dot{\epsilon}_1 > 1$ и $\dot{\epsilon}_2 < -1$ ограничены цветовой шкалой со значениями 1 и -1 соответственно.

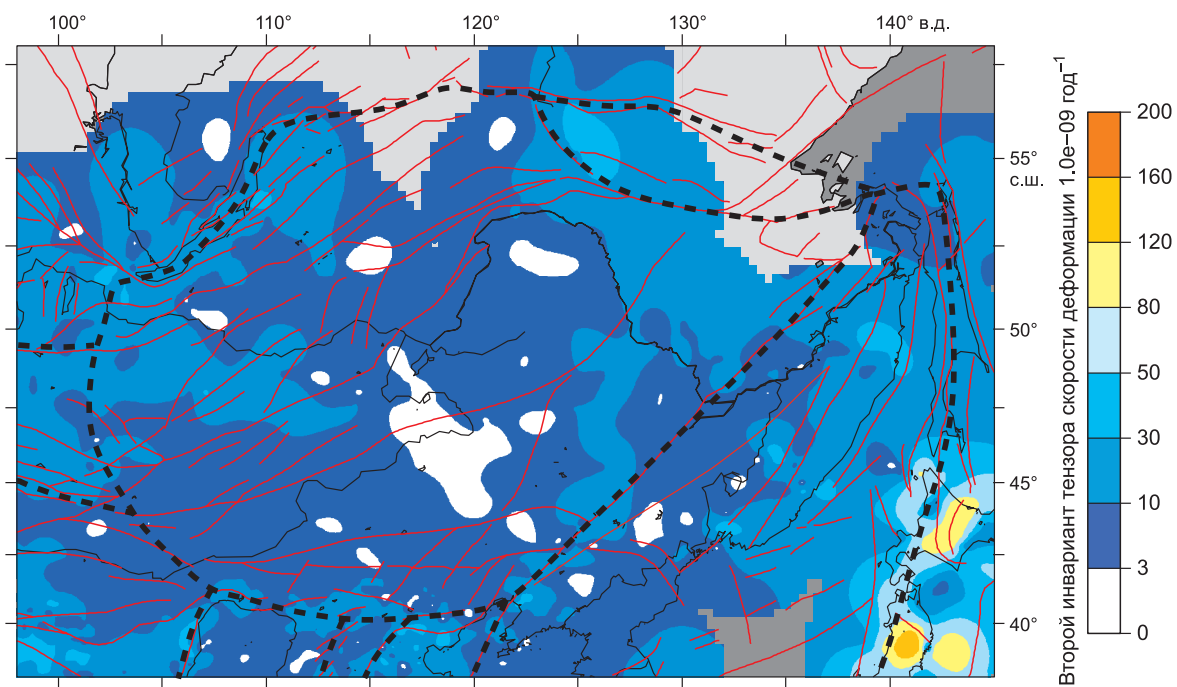


Рис. 5. Второй инвариант тензора скорости деформации $(I_2 = \sqrt{\dot{\epsilon}_{ee}^2 + \dot{\epsilon}_{nn}^2 + 2\dot{\epsilon}_{en}^2})$.

массива и пересекает на юге хребет Гобийского Алтая. Для этой территории, как и для центральной части БРС, характерны деформации удлинения (рис. 4). Оси удлинения, в северной части зоны, как и в центральной части БРС, сохраняют СЗ-ЮВ направление. Южнее, где наблюдаются максимальные значения скорости дилатации ($\approx 3 \cdot 10^{-8} \cdot \text{год}^{-1}$), оси меняют ориентацию на ЮЗ-СВ (см. рис. 2). Сама зона шириной около 100 км разделяет две области с отрицательными значениями дилатации от $(-1 \dots -3) \cdot 10^{-8} \cdot \text{год}^{-1}$.

На юге, вдоль 40-й параллели вплоть до Бохайского залива, прослеживается пояс с чередующимися фрагментами положительных и отрицательных значений скорости дилатации, причем фрагменты с одинаковым знаком расположены в шахматном порядке.

От Бохайского залива, на северо-восток, вдоль Илань-Итунского разлома (Тан-Лу) простирается пояс с тем же расположением фрагментов отрицательной и положительной дилатации, как и в вышеописанном случае, что характерно для разломов сдвигового кинематического типа (см. рис. 2). Это более четко видно на карте скоростей максимальных сдвиговых деформаций (см. рис. 3), где простираение осей совпадает с простираением разлома, и на рис. 4, где разлом находится в зоне сдвиговых деформаций. Нужно отметить резкое падение скорости максимальных сдвиговых деформаций севернее 45-й широты, после которой на территории Китая вплоть до границы с Россией, разлом не проявляется ни по одному из деформационных параметров.

Территория Приморья и о. Сахалин находится на том же уровне деформаций, что и вышеописанные внутриконтинентальные зоны (см. рис. 2, 3, 5). Проведенные нами расчеты показали, что большая часть территории испытывает укорочение и сдвиг (см. рис. 4). Следует отметить наличие островных областей активизации, где фиксируется контакт полей положительной и отрицательной дилатации со скоростями $(3-5) \cdot 10^{-8} \cdot \text{год}^{-1}$ и $(-1 \dots -3.5) \cdot 10^{-8} \cdot \text{год}^{-1}$, что немного выше фоновых значений (см. рис. 2). Для территории Приморья в целом трудно однозначно выделить какое-то одно направление действия сил. Направления главных осей укорочения, по мере движения от Японских островов и о. Сахалин к континентальной части, меняются — на юге оси укорочения выдерживают ЗСЗ направления, за исключением участка в районе южного окончания Арсеньевского разлома. На этом участке наблюдается узел деформации трех типов: радиального удлинения, сдвига и укорочения (см. рис. 4). В центральной части региона примерно та же ситуация, но с наличием аномального участка между побережьем и Центральным Сихотэ-Алиньским разломом (ЦСАР), где преобладает субмеридиональное удлинение. На севере, где значения скоростей укорочения доминируют над удлинением, ориентация осей укорочения меняется с ВСВ на СВ от о. Сахалина к нижнему течению р. Амур. Значения деформаций снижаются с ЮВ на СЗ, от Японских островов к континенту (см. рис. 5).

Следующая зона повышенных деформаций расположена в северной периферийной части Амурской плиты. Данная зона характеризуется контактом разнознаковых дилатационных полей с крайними значениями от $(-5 \dots +3) \cdot 10^{-8} \cdot \text{год}^{-1}$ (см. рис. 2). Граница этих полей совпадает с разломом, имеющим северо-западное простираение. В поле положительной дилатации оси удлинения направлены ЮЗ-СВ, то же направление имеют оси укорочения в соседнем отрицательном поле. При этом первое поле отвечает деформационному типу – одноосное удлинение, а второе – одноосное укорочение (см. рис. 2, 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Расчеты компонент горизонтальных деформаций исследуемой территории Азии подтвердили выделение в ее пределах двух типов областей – слабодеформирующихся плит, или геоблоков и подвижных поясов, соответствующих границам плит. Контраст скорости деформаций между этими типами областей по всем компонентам достигает один-полтора порядка, что подтверждает результаты работы [Calais et al., 2006], полученные на меньшем количестве измерений.

Как показано выше, одна из ярко выраженных аномалий поля скоростей деформаций связана с БРС — областью масштабного проявления структур растяжения [Logatchev, Florensov, 1978]. Ее выражение в полях горизонтальных современных движений и деформаций соответствует типу разломообразования и современному напряженному состоянию по данным о механизмах очагов землетрясений [Shreman, 1978; Petit et al., 1996; Sankov et al., 1997]. Глобально БРС приурочена к градиентной зоне мощности литосферы [Кожевников и др., 2014]. Утонение литосферы отмечается в районе южной части Байкальской впадины. Оценки мощности литосферы для этого района по одним и тем же данным варьируют от 50 до 70 км [Gao et al., 1997; Tibery et al., 2003]. Области новейшего вулканизма [Rasskazov, 1994; Цыпукова и др., 2014; Ivanov et al., 2015] пространственно не связаны однозначно с крупными структурными элементами БРС, однако вместе с ней следуют вдоль границы мощной литосферы Сибирской платформы и утоненной литосферы подвижной области. В тектоническом аспекте граница между Северо-Евразийской и малой Амурской литосферными плитами, т. е. центральная часть БРС, отвечает дивергентному типу.

Области повышенных деформаций прослеживаются от южной оконечности Байкальской впадины в субмеридиональном направлении через центральную часть Монголии до восточного окончания Гобийского Алтая. Области максимумов скоростей дилатации коррелируют с зонами редуцированной литосферы, достигающих мощности 50 км, согласно модели мощности литосферы юга Восточной Сибири и Центральной Монголии [Zorin et al., 1990], и контролирующих новейший вулканизм [Logatchev, Zorin, 1992; Rasskazov, 1994]. Уточненные модели строения литосферы и верхней мантии юга Сибири и Монголии, построенные с использованием сейсмомографии по профилю МОВАЛ Сибирская платформа—Гобийский Алтай [Мордвинова и др., 2007] указывают на существование локальной мантийной аномалии под Восточным Хангаем, кровля которой достигает подошвы коры на глубине около 60 км.

Несмотря на отсутствие разломов меридионального простирания, можно предположить, что эта зона наиболее соответствует западной «диффузной» границе Амурской плиты.

На юге, в широтной зоне, соответствующей северному ограничению Ордосского массива и на ее продолжении до Бохайского залива, отмечается чередование полей разного знака дилатации, что характерно для сдвиговых зон. Причем отдельная пара разнознаковых фрагментов может соответствовать как надвигу, так и сбросу. Согласно палеосейсмологическим исследованиям и данным исторической сейсмичности [Xu, Deng, 1996], широтные разломы, ограничивающие с севера блоки Ордос, Тайхэнг и Северо-Китайскую равнину, имеют сбросовую кинематику с левосторонней сдвиговой составляющей. На отдельных участках главные деформации представлены удлинением и сдвигом. Там, где соотношение осей главных деформаций соответствует сдвиговому кинематическому типу (см. рис. 2, 4), оси максимальных сдвиговых деформаций совпадают с простиранием разломов (см. рис. 3). И, напротив, там, где оси максимальных сдвиговых деформаций расположены под углом $\approx 45^\circ$ к простиранию разломов, отмечается сбросовый тип поля деформаций. Согласно компиляционной модели литосферы Амурской плиты и прилежащих территорий [Малышев и др., 2007], мощность литосферы на этом участке варьирует от 75 до 100 км. Описываемый пояс вплоть до Илань-Итунского разлома совпадает с южной границей Амурской плиты по представлениям многих исследователей [Bird, 2003; Гатинский, Рундквист, 2004; DeMets et al., 2010].

Согласно схематическим картам [Xu, Deng, 1996], Илань-Итунский разлом имеет правостороннюю сдвиговую кинематику. Это подтверждается результатами акустических исследований осадков в Бохайском заливе [Wang et al., 2006]. Многие исследователи [Имаев и др., 2003; Гатинский, Рундквист, 2004; Ашурков и др., 2011] связывают с этим разломом восточную границу Амурской плиты.

По данным геоэлектрического и комплексного геотермического разрезов литосферы, пересекающих Илань-Итунский разлом и его ответвления, в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов четко выражен подъем кровли астеносферы [Диденко и др., 2010]. На комплексном геотермическом разрезе мощность литосферы утоняется до 80 км. По мнению авторов [Диденко и др., 2010], поднятие кровли астеносферы обрамлено по краям глубинными мантийными разломами. На западе глубинным Илань-Итунский разломом, а на востоке астеносферное поднятие, вероятно, ограничено ЦСАР. С этим поднятием пространственно связаны вулканические поля, распространенные на территории Приморья, главным образом Сихотэ-Алиньского хребта [Коваленко и др., 2009]. Они приурочены к системе северо-восточных грабенов, простирающихся вдоль края континента и определяющих линейный характер распределения вулканизма.

Другим вариантом проведения границы Амурской плиты может быть ее поворот на юго-восток от Илань-Итунского разлома с включением территории Приморья, Корейского полуострова, Японского моря и островов [Bird, 2003; DeMets et al., 2010]. Меридиональные разломы о. Сахалин могут играть роль восточной границы Амурской плиты [Zonenshain, Savostin, 1981]. Согласно графикам из работы [Василенко и др., 2012], максимальная разность в скоростях смещений GPS пунктов, разнесенных на 150 км, составляет ≈ -6 мм/год на юге острова, что соответствует скорости укорочения $\approx -4 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$. На севере разность в скоростях составляет около -5 мм/год на расстоянии 100 км, т. е. равна скорости укорочения $-5 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$. Такая скорость укорочения близка к значениям в настоящей работе (до $-3.5 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$), но ниже в 2–3 раза значений в районе Японских островов ($-1.2 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$). Направление главных осей укорочения плавно изменяется с ЗСЗ на юге острова до ВСВ на севере (см. рис. 2).

Количественные оценки, дающие представление о современной геодинамике Приморья в основном базируются на результатах GPS измерений, представленных в работах [Тимофеев и др., 2008; Shestakov et al., 2011]. В.Ю. Тимофеевым с коллегами [Тимофеев и др., 2008] показано наличие левостороннего смещения (≈ 1.5 мм/год) по ЦСАР с растяжением в направлении З-В. Однако, по оценкам [Shestakov et al., 2011], не отмечается заметной активности в поле скоростей смещений, связанной с ЦСАР, при этом авторы не исключают геодинамической активности, вызванной с второстепенными разломами и движениями мелких блоков земной коры. Литосфера под территорией Приморья также утонена и составляет 75—100 км [Малышев и др., 2007].

По данным трехмерной плотностной модели литосферы [Малышев и др., 2007], граница Амурской плиты и Станового блока представляет собой вытянутую зону поднятий кровли астеносферы, более широкую на востоке и суженную на западе. Эта зона ограничена глубинными мантийными разломами, в частности, с юга — Южно-Тукурингским разломом. Это подтверждает логический ряд сопоставления зон повышенных деформаций с зонами редуцированной литосферы и является основанием для проведения северной границы Амурской плиты по этому поясу.

На участке границы Станового блока и Амурской плиты, имеющем северо-западное простирание, скорости деформаций несколько превышают уровень, характерный для других участков границ Амурской плиты (см. рис. 2, 5). Аномальное направление смещения характерно только для пункта TIND (г. Тында). Для подтверждения этих данных и их уточнения необходимо уплотнение сети наблюдений в этом районе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Расчеты компонент горизонтальных деформаций исследуемой территории Азии подтвердили выделение в ее пределах двух типов областей — слабдеформирующихся плит или геоблоков и подвижных поясов, соответствующих границам плит. Значительная часть исследуемой территории характеризуется низкими значениями скоростей деформаций около 10^{-9} год⁻¹. На их фоне выделяются пояса повышенной тектонической активности, в пределах которых скорости деформаций выше на 1.0–1.5 порядка. Такие пояса коррелируют с областями астеносферных поднятий, которые в отдельных случаях контролируют новейший внутриплитный вулканизм. Эти пояса характеризуются скоростями деформаций порядком $(1-5) \cdot 10^{-8}$ год⁻¹, что ниже, по крайней мере, на полпорядка—порядок скоростей деформаций на границах больших литосферных плит, в их классическом понимании [Morgan, 1968; Le Pichon, 1968].

Нетрудно заметить, что поле скоростей, взятое в основу данной работы, неоднородно. Многие районы, такие как северо-восточный фланг БРС, Восточное Забайкалье, северо-восток Амурской области, Южная Якутия, центральная часть Хабаровского края, либо не представлены вовсе, либо представлены единичными пунктами измерений. Отдельные, удаленные друг от друга пункты GPS измерений порождают артефакты деформационного поля, а отсутствие пунктов наблюдения современными средствами космической геодезии, обедняют информативность исследования или вовсе делает невозможным оценку текущих скоростей деформации. Продолжение GPS измерений, расширение и уплотнение сети наблюдений обеспечит получение необходимой информации для выявления и количественной оценки областей повышенных деформаций.

Авторы благодарят Н.П. Перевалову (ИСЗФ СО РАН) за предоставление GPS данных по станции «Торы» (ТОУ2).

Данное научное исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (гранты 14-45-04005, 13-05-01097а, 13-05-00190), гранта Министерства науки и образования РФ (гос. задание № 5.1771.2014/К), а также гранта РНФ № 15-17-20000, потраченного на адаптацию методики исследования территории Восточной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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.

Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеанская геология, 2012, т. 31, № 1, с. 42—48.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии — тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника, 2004, № 1, с. 3—20.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 629—647.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 55—61.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника, 2009, № 5, с. 3—24.

Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэля и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (10), с. 1564—1575.

- Леви К.Г.** Карта неотектоники Северо-Восточного сектора Азии. Иркутск, ИЗК, 2008.
- 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.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э.** Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1814—1825.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю.** Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26 (2), с. 3—17.
- Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж.** Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли, 2007, № 2, с. 21—32.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 1—41.
- Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В.** Результаты анализа данных GPS измерений (2003—2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеанская геология, 2008, т. 27, № 4, с. 39—49.
- Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю.** Вулканическое плато Хэвэн (Северная Монголия): минералого-геохимические особенности и происхождение щелочно-базальтовых магм юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 224—275.
- Altamimi Z., Collilieux X., Métivier L.** ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame // J. Geodesy, 2011, 85, p. 457—473, doi:10.1007/s00190-011-0444-4.
- Bird P.** An updated digital model of plate boundaries // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2003, v. 4, № 3, 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Bouysson P.** Geological map of the world at 1:50,000,000, 3rd ed., Commission for the Geological Map of the World, Paris, 2009.
- 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, № 24, L24319, doi:10.1029/2006GL028433.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F.** Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.*, 2010, 181, p. 1—80.
- 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. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 22781—22797.
- Hackl M., Malservisi R., Wdowinski S.** Strain rate patterns from dense GPS networks // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2009, v. 9, p. 1177—1187.
- Hashimoto C., Noda A., Sagiya T., Matsuura M.** Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion // *Nat. Geosci.*, 2009, v. 2(2), p. 141—144, doi:10.1038/ngeo421.
- Herring T.A., King R.W., McClusky S.C.** Introduction to GAMIT/GLOBK, release 10.4. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, 2010, http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/Intro_GG.pdf
- Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.** Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // *Earth Sci. Rev.*, 05/2015, v. 148, p. 18—43, doi:10.1016/j.earscirev.2015.05.011.
- Jin S., Li Z., Park P.-H.** Seismicity and GPS constraints on crustal deformation in the southern part of the Korean Peninsula // *Geosci. J.*, 2006, v. 10 (4), p. 491—497, doi:10.1007/BF02910442.
- Kreemer C., Blewitt G., Klein C.** A geodetic plate motion and global strain rate model. G3 // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2014, v. 15 (10), p. 3849—3889, doi:10.1002/2014GC005407.
- Le Pichon X.** Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73 (12), p. 3661—3697.
- Liang S., Gan W., Shen C., Xiao G., Liu J., Chen W., Ding X., Zhou D.** Three-dimensional velocity field of present-day crustal motion of the Tibetan Plateau derived from GPS measurements // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2013, v. 118, p. 5722—5732, doi:10.1002/2013JB010503.

- Logatchev N.A., Florensov N.A.** The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*, 1978, v. 45, p. 1—13.
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A.** Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 273—286.
- Morgan W.J.** Rises, trenches, great faults, and crustal blocks // *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, № 6, p. 1959—1982.
- Petit C., Deverchere J., Houdry F., Sankov V., Melnikova V., Delvaux D.** Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*, 1996, v. 15, № 6, p. 1171—1191.
- Rasskazov S.V.** Magmatism related to Eastern Siberia rift system and the geodynamics // *Bull. des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 1994, v. 18 (2), p. 437—452.
- Sagiya T., Miyazaki S., Tada T.** Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan // *Pure Appl. Geophys.*, 2000, v. 157 (11-12), p. 2303—2322, doi:10.1007/PL00022507.
- San'kov V.A., Miroshnitchenko 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.
- Sherman S.I.** Faults of the Baikal rift zone // *Tectonophysics*, 1978, v. 45, № 1, p. 31—39.
- Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V.A., Bykov V.G., Kolomiets A.G., Gerasimov G.N., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Kato T.** Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations // *Geophys. J. Int.*, 2011, v. 184 (2), p. 529—540, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04871.x.
- Smith W.H.F., Wessel P.** Gridding with a continuous curvature surface in tension // *Geophysics*, 1990, v. 55, p. 293—305.
- Tiberi C., Diament M., De'verche`re J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U.** Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108 (B3), 2133, doi:10.1029/2002JB001880.
- Wang H., Liu M., Cao J., Shen X., Zhang G.** Slip rates and seismic moment deficits on major active faults in mainland China // *J. Geophys. Res.*, 2011, v. 116, p. 1—17, B02405, doi: 10.1029/2010JB007821.
- Wang W., Yang S., Wang Q.** Crustal block rotations in Chinese mainland revealed by GPS measurements // *Earth. Sci.*, 2009, v. 22 (6), p. 643—649.
- Wang Z., Deng Q., Du X., Chao H., Wu Z., Xiao L., Sun Z., Min W., Ling H., Yang X., Li C.** Active fault survey on the Tanlu fault zone in Laizhou Bay // *Acta Seismol. Sin.*, 2006, v. 19, № 5, p. 530—541.
- Xu X., Deng Q.** Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, № B3, p. 6209—6231.
- Zonenshain L.P., Savostin L.A.** Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*, 1981, v. 76, p. 1—45.
- Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh.** Structure of the lithosphere of Mongolian – Siberian mountainous province // *J. Geodyn.*, 1990, v. 11, p. 327—342.
<http://www-gpsg.mit.edu/~tah/GGMatlab/>
<http://sopac.ucsd.edu/>