

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ
ПО ДАННЫМ GPS ИЗМЕРЕНИЙ

С.В. Ашурков¹, М.А. Серов², В.С. Жижерин², В.С. Имаев^{1,3}

¹ФГБУН Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: ashurkov@crust.irk.ru

²ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Речной пер. 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: serov@ascnet.ru

³ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр-т Ленина 39, г. Якутск, 677000;
e-mail: imaev@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 22 июня 2017 г.

По опубликованным данным GPS наблюдений для территории Верхнего Приамурья были вычислены параметры тензора скоростей деформаций. Получены такие параметры как главные скорости и главные направления деформаций, максимальные скорости и направления осей деформации сдвига, скорость дилатации, второй инвариант тензора скорости деформации. Результаты свидетельствуют о высокой тектонической активности в зоне взаимодействия Евразийской, Амурской литосферных плит и Станового геоблока. Выявлены области высокоскоростных асейсмичных смещений. Предполагается, что на современном этапе на границе Евразийской и Амурской плит будут активизированы разломы северо-восточного простирания.

Ключевые слова: современная геодинамика, GPS измерения, Верхнее Приамурье, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Для количественной оценки современных движений в зоне взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит был основан GPS полигон (рис. 1). В 2007 г. были проведены первые измерения в коллаборации сотрудников Института геологии и природопользования (ИГИП) ДВО РАН (г. Благовещенск) и Института земной коры (ИЗК) СО РАН (г. Иркутск).

Тип и положение границ взаимодействия Амурской и Евразийской плит до сих пор обсуждается в научном сообществе. Среди сторонников существования малой Амурской плиты нет единого мнения о положении восточного сегмента ее северной границы. Одни исследователи проводят межплитную границу вдоль Станового хребта до Удской губы [17, 25]. Другие авторы [5, 12] ее проводят от Удской губы по Тукурингро-Джагинскому хребту к северо-восточному окончанию группы впадин Байкальской рифтовой системы. Третьи исследователи между северным и южным вариантами границы Евразийской и Амурской литосферных плит выделяют отдельно Становой блок, который характеризуется пониженной сейсмической активностью [10]. Этот геоблок они относят к

так называемым «буферным» [8] или «транзитным» [18] зонам взаимодействия литосферных плит. На западной и юго-западной окраине Станового геоблока и расположен GPS полигон (рис. 1), материалы наблюдения на пунктах которого легли в основу данной работы.

GPS ДАННЫЕ

Основная часть исходных данных о современных горизонтальных скоростях смещений получена из работы [7], в которой впервые опубликованы результаты GPS наблюдений для территории, расположенной между Становой и Монголо-Охотской разломными зонами. В данную работу мы включили только пункты, на которых проведено не менее четырех повторных измерений. В анализ также вошли скорости смещения соседних GPS пунктов, а именно пунктов северного Китая, расположенных к югу от основной территории исследования, и скорость единичного пункта в г. Нерюнгри к северу от нее. Скорости для пунктов ZEYA, TIND, EROF, BLAG взяты из работы [1], поскольку скорости смещений в цитируемой работе рассчитаны на основе постоянных наблюдений, в отличие от опубликованных в статье [7], где скоро-

сти вычислены по данным ежегодных короткопериодных измерений. Скорости станций, расположенных на территории Китая, опубликованные в статье [20], были ранее объединены с собственными измерениями на станциях NRG2 (г. Нерюнгри) и также взяты из работы [1]. В результате мы получили единое поле скоростей современных горизонтальных движений в международной отсчетной основе ITRF2008 (табл. 1, рис. 1). Настоящая работа существенно дополняет данные по скоростям деформаций, опубликованные ранее в [1]. Для значительно более компактной территории исследования используется большой объем дополнительных инструментальных данных.

МЕТОД РАСЧЕТА СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ

Для количественной оценки деформаций мы использовали метод, предложенный М. Хаклом с соавторами [19], в котором применяется сплайн-интерполяция [24]. Это простой и быстрый способ обработки геодезических данных для получения поля скоростей с заданной дискретизацией. Мы выполнили сплайн-интерполяцию для широтной и долготной компонент векторов скоростей с шагом 15 км. Далее были произведены расчеты по общеизвестным формулам. На основе интерполированного поля рассчитали градиенты скоростей, которые представляют собой компоненты тензора скоростей деформаций (рис. 2). Компоненты тензора скорости деформации рассчитываются по формулам:

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

где v – компонента скорости в точке x , e – долгота, n – широта.

В результате, получив все компоненты тензора скоростей деформации, мы вычислили главные направления (α_1, α_2) и главные значения скоростей деформаций $(\mathcal{E}_1, \mathcal{E}_2)$ по известным формулам:

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} 2\alpha_1 &= \frac{2\epsilon_{en}}{\epsilon_{nn} - \epsilon_{ee}}, \operatorname{tg} 2\alpha_2 = \frac{2\epsilon_{en}}{\epsilon_{nn} - \epsilon_{ee}} \pm 90^\circ, \\ \mathcal{E}_{1,2} &= \frac{1}{2} \left(\epsilon_{ee} + \epsilon_{nn} \pm \sqrt{(\epsilon_{ee} - \epsilon_{nn})^2 + 4\epsilon_{en}^2} \right), \end{aligned}$$

где $\mathcal{E}_1 > 0, \mathcal{E}_2 > \mathcal{E}_1$. Рассчитали скорости дилатации (\mathcal{E}) :

$$\mathcal{E} = \mathcal{E}_1 + \mathcal{E}_2.$$

Максимальные скорости деформации сдвига (\mathcal{E}_{\max}) и направления осей $(\theta_{1,2})$ были рассчитаны с использованием формул:

$$\mathcal{E}_{\max} = \frac{\mathcal{E}_1 - \mathcal{E}_2}{2}, \operatorname{tg} 2\theta_1 = \frac{\epsilon_{nn} - \epsilon_{ee}}{2\epsilon_{en}}, \operatorname{tg} 2\theta_2 = \frac{\epsilon_{nn} - \epsilon_{ee}}{2\epsilon_{en}} \pm 90^\circ.$$

Второй инвариант тензора скоростей деформаций (\mathcal{E}_2) вычислен по формуле: $\mathcal{E}_2 = \sqrt{\mathcal{E}^2 + \mathcal{E}_1^2}$.

Отметим, что 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. Для минимизации краевых искажений при интерполяции рекомендуется включать в решение данные по соседним к территории исследования районам.

В связи с тем, что вертикальная компонента скорости определяется методом GPS геодезии в несколь-

Таблица 1. Горизонтальные скорости смещений в отсчетной основе ITRF2008.

GPS пункт	Координаты, град.		Скорость, мм·год ⁻¹		Количество повторных наблюдений	Источник
	в.д.	с.ш.	восточная	северная		
E020	121.460	50.780	24.0 ± 0.7	-10.1 ± 0.8	5	[20]
EROF	121.966	53.994	22.3 ± 0.2	-11.1 ± 0.2	постоянные измерения	[1]
E018	122.340	53.490	23.5 ± 0.7	-10.8 ± 0.7		[20]
URUH	122.911	54.035	24.8 ± 0.3	-12.6 ± 0.4	5	[7]
URKI	123.201	55.353	23.1 ± 0.6	-10.0 ± 0.8	4	[7]
JB13	124.100	50.390	23.8 ± 0.7	-10.6 ± 0.7	5	[20]
SKOR	124.111	53.975	24.8 ± 0.3	-16.3 ± 0.4	6	[7]
KUVI	124.204	55.213	29.7 ± 0.3	-14.5 ± 0.4	5	[7]
SOLO	124.464	54.295	30.6 ± 0.8	-19.0 ± 1.0	4	[7]
TALD	124.553	53.754	22.6 ± 0.3	-12.3 ± 0.3	5	[7]
DJEL	124.646	54.538	22.3 ± 0.6	-12.4 ± 0.7	5	[7]
NRG2	124.723	56.661	20.4 ± 1.0	-11.4 ± 0.2	5	[1]
TIND	124.750	55.156	25.0 ± 0.7	-5.2 ± 0.8	постоянные измерения	[1]
MAGD	125.801	53.470	24.4 ± 0.3	-13.5 ± 0.4		[7]
E005	126.680	51.700	23.0 ± 0.7	-10.7 ± 0.8	5	[20]
ZEYA	127.286	53.757	21.7 ± 0.2	-11.7 ± 0.3	постоянные измерения	[1]
BLAG	127.521	50.257	23.8 ± 0.1	-12.0 ± 0.1		постоянные измерения

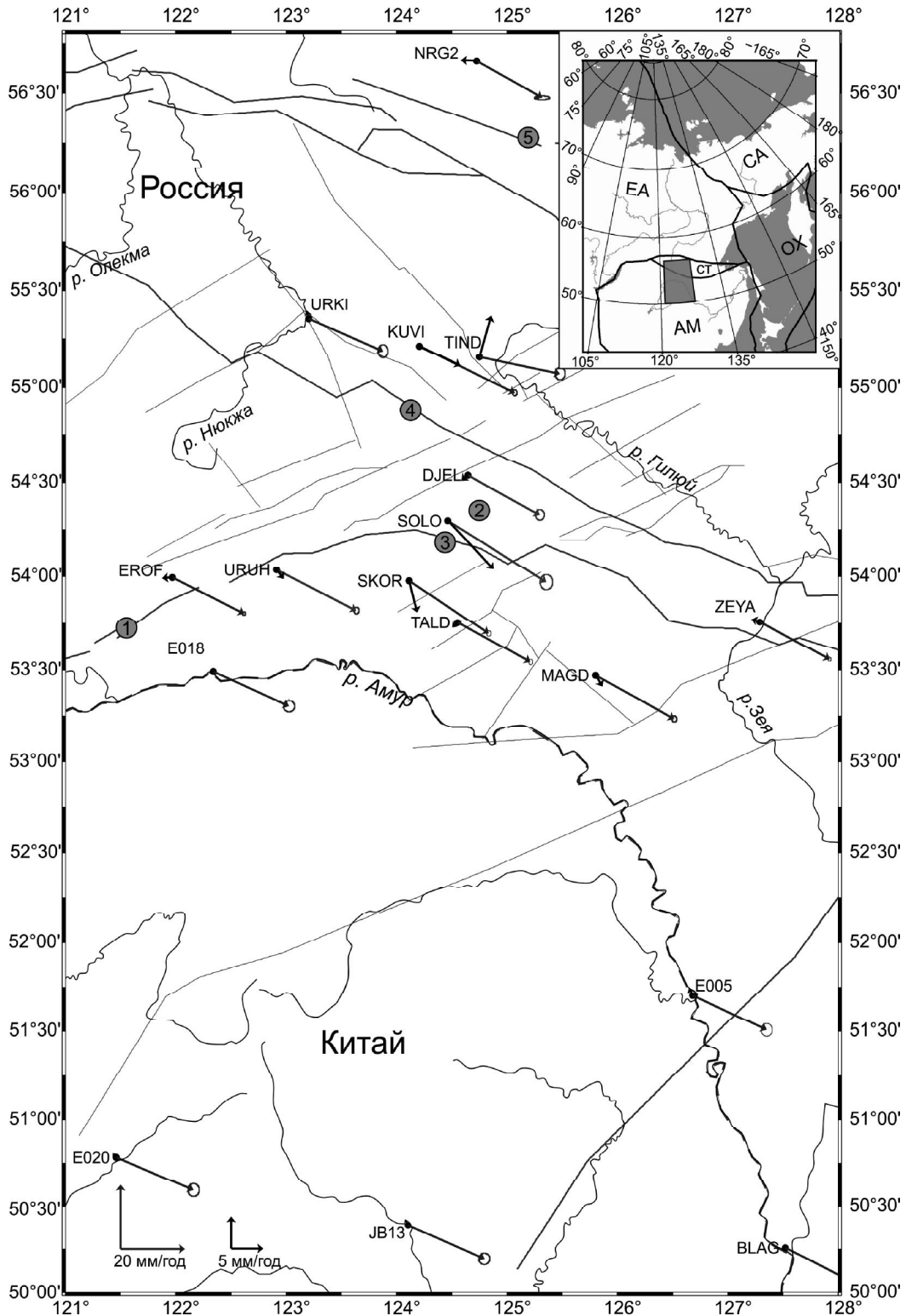


Рис. 1. Горизонтальные скорости смещений GPS пунктов.

Серые стрелки – скорости в общеземной опорной системе координат ITRF2008. Черные стрелки – скорости относительно Евразийской плиты [15]. Толстые сплошные линии – основные разломы. Тонкие сплошные линии – второстепенные разломы [4]. Цифрами в кружках обозначены основные разломы: 1 – Монголо-Охотский, 2 – Северо-Тукурингский, 3 – Южно-Тукурингский, 4 – Желтулакский, 5 – Становой. Пунктирной красной линией обозначена государственная граница. На врезке буквами обозначены литосферные плиты и блоки: EA – Евразийская, CA – Северо-Американская, OX – Охотоморская, AM – Амурская, СТ – Становой геоблок. Затемненная трапеция – территория исследования.

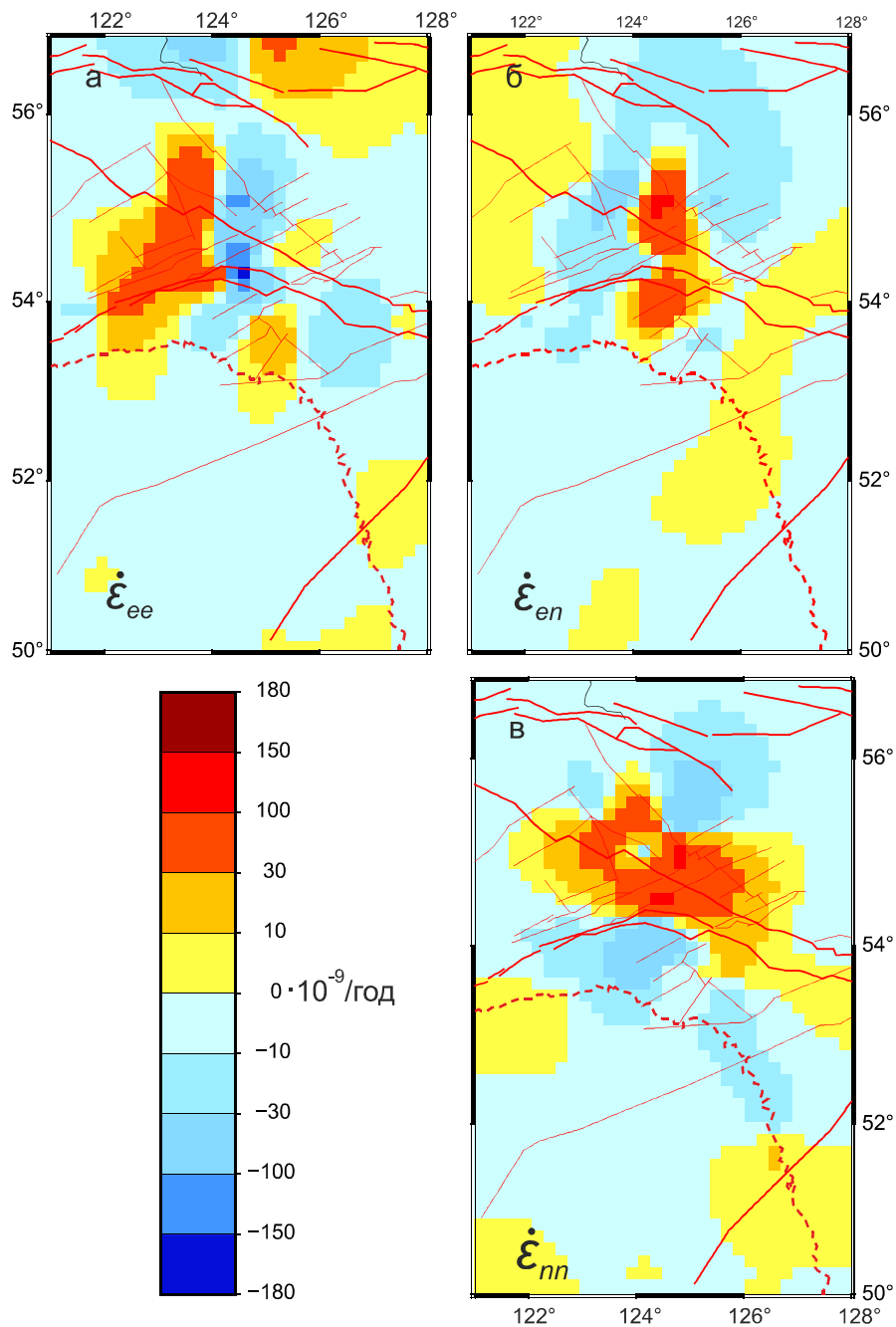


Рис. 2. Компоненты симметричного тензора скорости деформации.

Каждая панель соответствует одному из трех компонентов тензора скорости деформации ($\dot{\epsilon}_{ee}$, $\dot{\epsilon}_{en}$, $\dot{\epsilon}_{nn}$).

ко раз менее точно, чем горизонтальная, и часто не публикуется авторами, то все значения параметров деформации получены при решении задачи на плоскости. На построенных картах (рис. 3, 4) белым цветом закрашены территории со значениями скоростей деформаций до $3 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Это связано с тем, что разрешающая способность космической геодезии находится на грани $3 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$, что соответствует приблизительно 1 мм / 300 км.

Мы протестировали различные размеры шага интерполяции и определили, что шаг в 15–20 км наилучшим образом подходит для нашего полигона. При малом шаге в 5 км получили сильно неравномерное поле деформаций с высокими пиками скоростей вблизи пунктов наблюдения. При шаге от 10 км до 50 км области различных параметров деформации сохраняют свои границы и качественно читаются одинаково. Пространственное распределение таких зон сохраня-

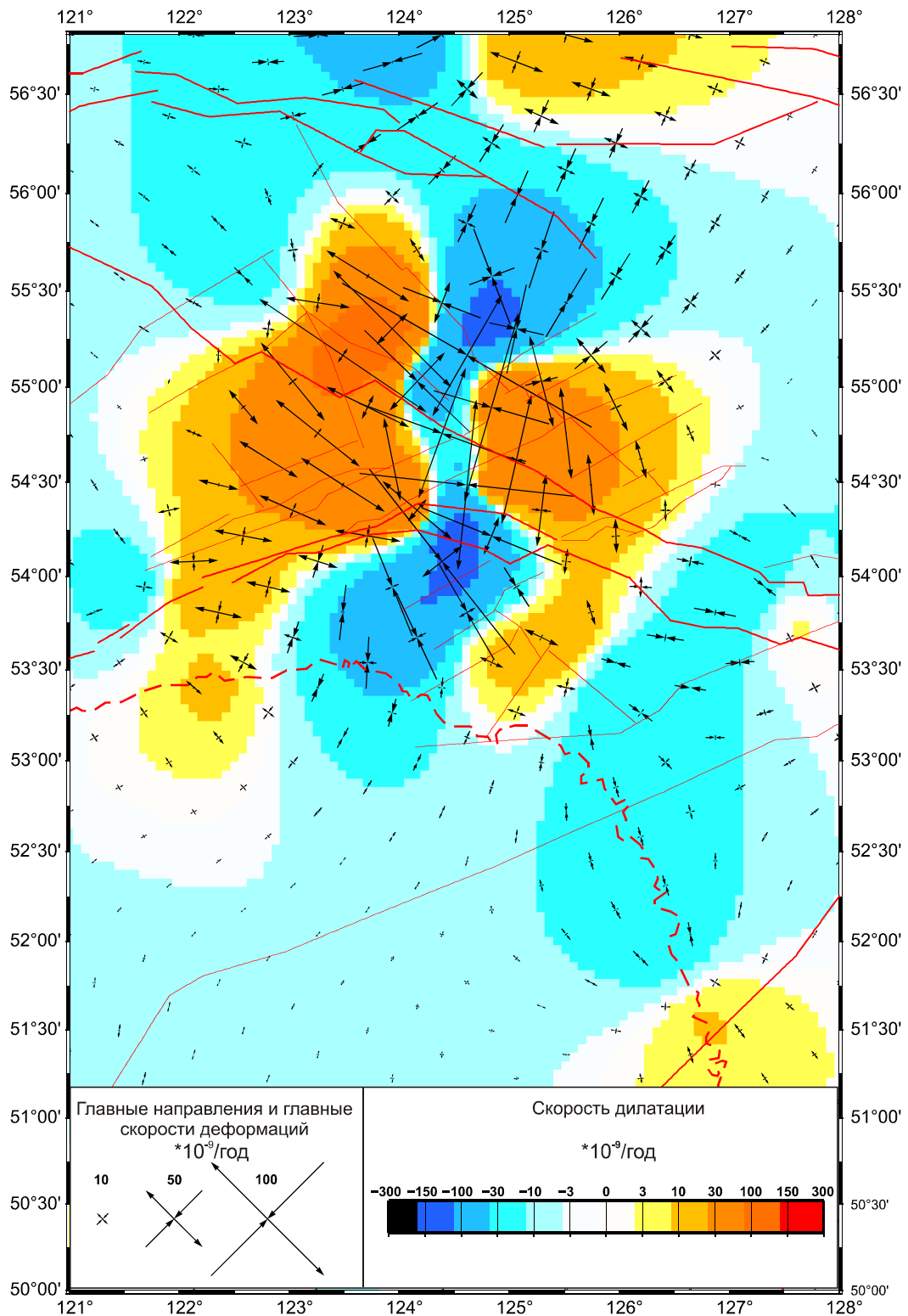


Рис. 3. Главные направления и главные скорости деформации. Скорость дилатации.

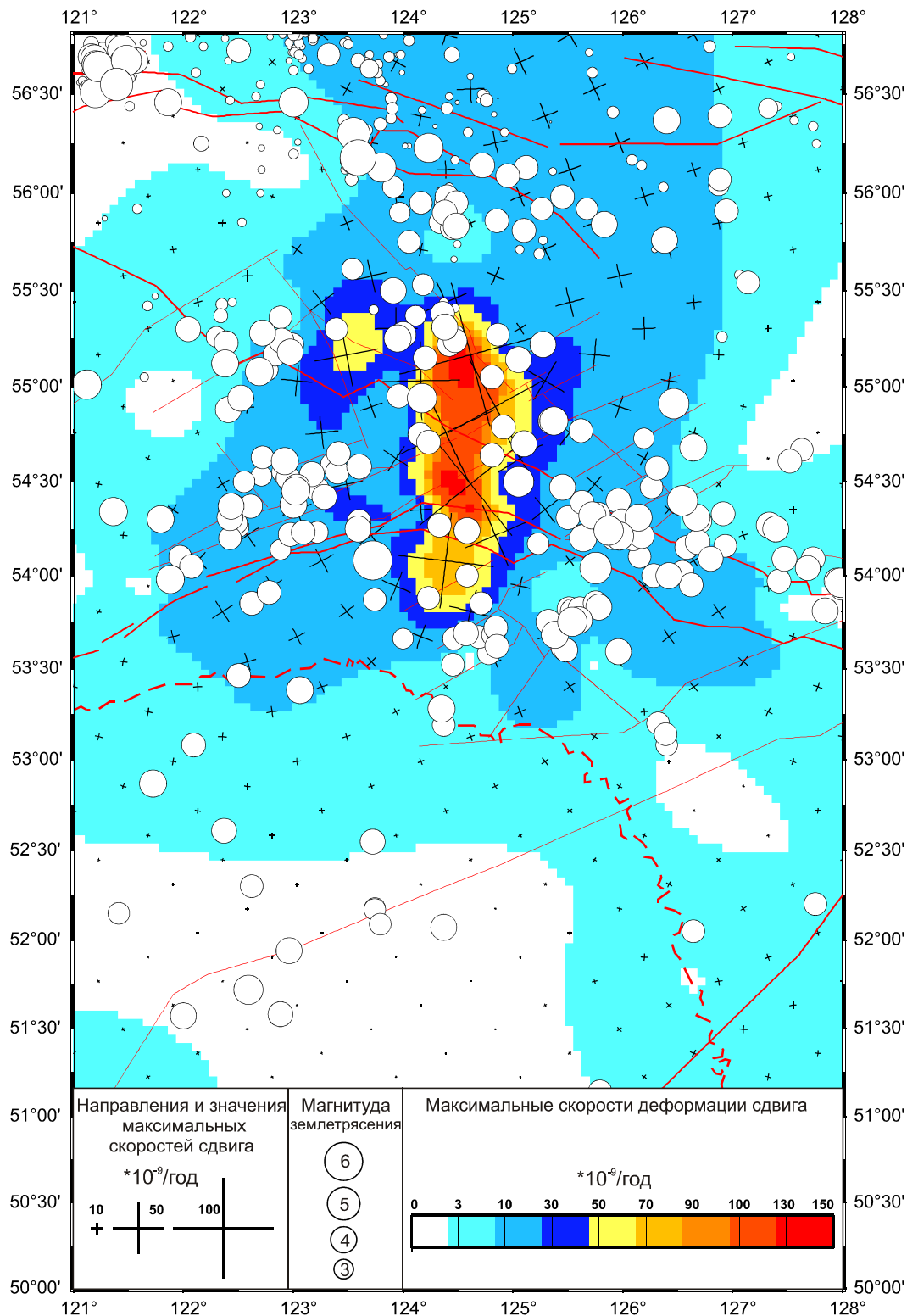


Рис. 4. Направления и магнитуда максимальной скорости деформации сдвига.

Эпицентральное поле землетрясений по данным IRIS [2].

ется и при шаге 100 км, но при этом зоны становятся сильно обобщенными и со значительно заниженными скоростями деформаций. Среднее расстояние между пунктами нашего полигона, без учета удаленных южных точек, составляет около 100 км. Таким образом, примененный шаг интерполяции в 15 км приблизительно в 6.5 раз меньше среднего расстояния между пунктами полигона. У авторов метода [19] при среднем расстоянии 18 км между пунктами южно-калифорнийского полигона шаг интерполяции составил 0.04° , что в 5 раз меньше среднего расстояния.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рисунках 3, 4 легко выделяется южная часть полигона – территория северного Китая и часть Амурской области (от BLAG до MAGD), где главные скорости деформаций в основном имеют значения порядка $10^{-9} \times \text{год}^{-1}$, что согласуется с результатами китайских исследователей [21].

На фоне низких значений скорости деформаций внутренней территории Амурской плиты отчетливо выделяется северная часть полигона с высокими значениями, которые соответствуют южной границе Станового геоблока, зажатого между Амурской и Евразийской литосферными плитами. Здесь значения скорости максимального удлинения достигают $1.3 \times 10^{-7} \times \text{год}^{-1}$, а максимального укорочения $-1.8 \times 10^{-7} \times \text{год}^{-1}$. На границе взаимодействия Станового геоблока и Амурской плиты можно выделить четыре области высоких значений скоростей дилатации, две из которых характеризуются увеличением площади (растяжение) и две – ее уменьшением (сжатие) (рис. 3). Зоны располагаются в шахматном порядке: области с положительной дилатацией занимают западные и восточные части, а области с отрицательной дилатацией находятся на севере и юге. На границах между зонами сжатия и растяжения происходит резкая смена главных направлений деформаций. Особенно ярко такая смена проявлена на линии Монголо-Охотского разлома и его продолжения в виде Северо- и Южно-Тукурингского разломов (рис. 3) и по линии 124 меридиана.

Максимальные значения скорости деформации сдвига образуют меридионально вытянутую зону в центре между областями сжатия и растяжения (рис. 4) и достигают значений $1.5 \times 10^{-7} \times \text{год}^{-1}$. К западу от северного окончания этой зоны находится еще один максимум, но с более низкими значениями около $7 \times 10^{-8} \times \text{год}^{-1}$.

Второй инвариант тензора скорости деформации (рис. 5) – это численное выражение общей скорости деформации, его можно представить как длину гипотенузы в прямоугольном треугольнике, где катетами

являются оси главных деформаций. Области его максимальных значений закономерно повторяют области максимумов главных скоростей деформаций и главных скоростей сдвигов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Градиенты скоростей по направлениям представлены на рис. 2. Особый интерес вызывают области смены знака компонент тензора скоростей деформации. Как показано в работе [11], «вспарывание в очагах ряда сильных землетрясений начинается в пределах условной границы, разделяющей положительные и отрицательные величины деформаций в поле широтной, меридиональной и вертикальной компонент сейсмотектонических деформаций». В этом смысле выделяются переходные границы: 1) на 124 меридиане (рис. 2 а); 2) граница вокруг области с высокими положительными значениями компонент тензора скоростей деформаций на рис. 2 б, которая повторяет границу высокоскоростной зоны деформаций сдвига (рис. 4); 3) две границы, отделяющие зону положительных значений компонент тензора скоростей деформаций от отрицательных с севера и юга (рис. 2 в).

Изучение механизмов очагов землетрясений на территории исследования показали, что поле тектонических напряжений имеет режим чистого сдвига [16]. При этом ось растяжения направлена СЗ-ЮВ, а ось сжатия, соответственно, СВ-ЮЗ. Расчет сейсмотектонических деформаций, выполненный С.Л. Юнгой и опубликованный в монографии [13], а позже А.И. Середкиной с соавторами [22], также показал, что данная область характеризуется сдвиговым типом деформации. При этом оси удлинения имеют СЗ-ЮВ направление, а оси сжатия – СВ-ЮЗ.

В данной работе мы не имели данных вертикальной компоненты скоростей смещений, поэтому рассчитывали параметры деформаций только в горизонтальной плоскости. В общем случае это обедняет информативность о напряженно-деформированном состоянии среды, но так как по сейсмологическим данным, которые имеют дело с объемом, территория характеризуется сдвиговым типом деформации, это позволяет рассматривать полученные результаты (по данным GPS) как достоверно описывающие напряженно-деформированное состояние. Это следует из того, что главные оси стресс-тензора [16] и тензора сейсмотектонических деформаций [13, 22] лежат в горизонтальной плоскости, которой также принадлежат векторы GPS скоростей и полученные на их основе остальные параметры тензора скоростей деформации.

Расположение областей сжатия и растяжения в шахматном порядке (рис. 3) можно представить как

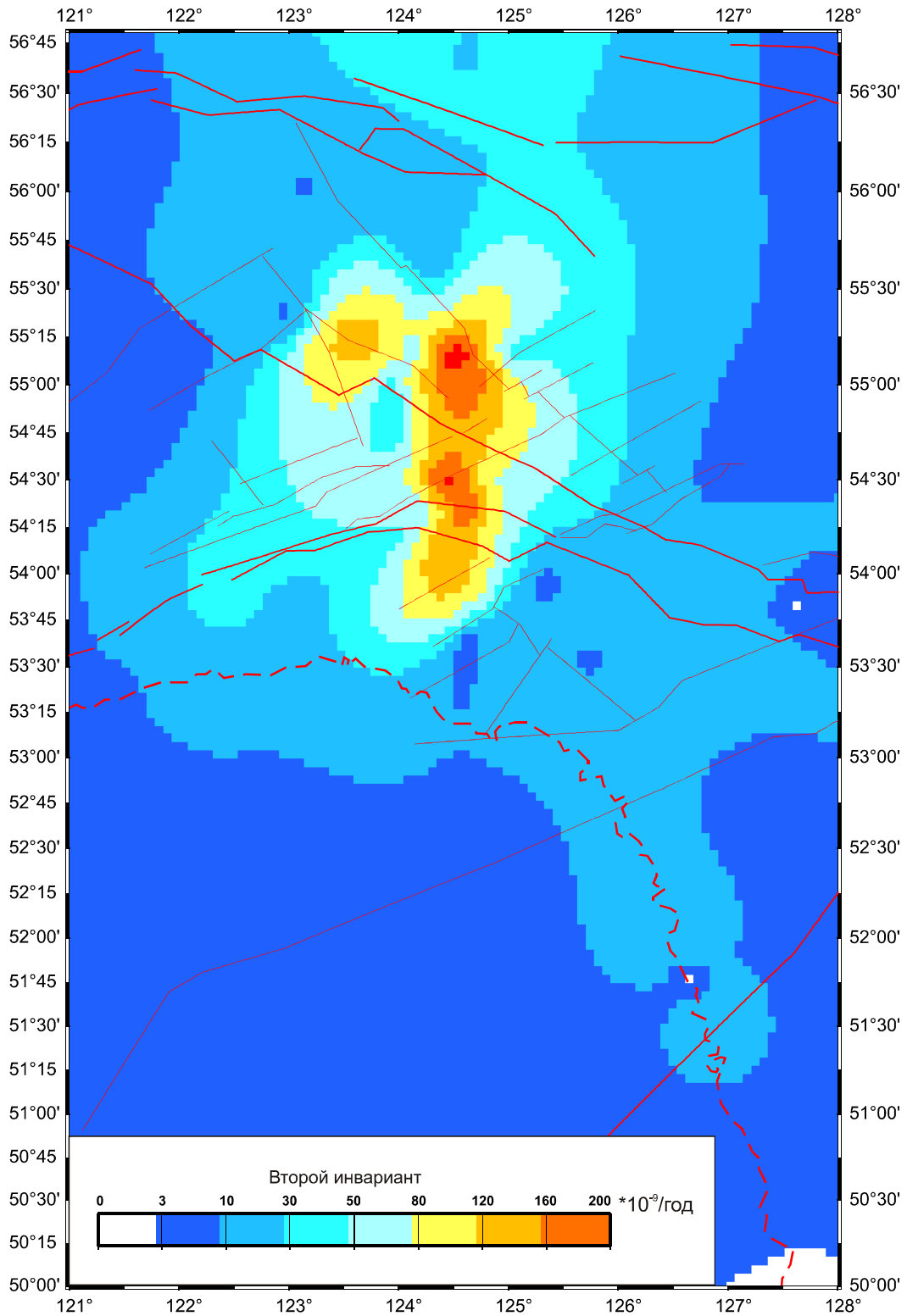


Рис. 5. Второй инвариант тензора скорости деформации.

проекцию механизма очага землетрясения сдвигового типа на плоскость.

Теоретически области сжатия (рис. 6) на интерсейсмической стадии сейсмического процесса в момент землетрясения будут трансформированы в области растяжения и наоборот. Такая трансформация происходит за счет сброса упругих деформаций в момент землетрясения из-за стремления среды занять положение до приложения нагрузки, приведшей к упругой деформации. Таким образом, квадранты сжатия механизма очага землетрясения, в которых находятся оси растяжения, соответствуют областям растяжения поверхности на интерсейсмической стадии.

Если допустить, что полученное распределение разнознаковых областей дилатации формируется вокруг очага возможного землетрясения (locked fault), то оси сжатия (укорочения) будущего землетрясения будут приблизительно иметь ССВ-ЮЮЗ ориентацию, а оси растяжения (удлинения) ЗСЗ-ВЮВ. Напомним, что по сейсмологическим данным оси растяжения имеют СЗ-ЮВ направление, а оси сжатия СВ-ЮЗ. Направления главных осей, полученные по сейсмологическим и геодезическим данным, отличаются незначительно.

При свободном скольжении крыльев сдвигового разлома (creep fault) изгиба геодезических профилей происходить не будет. Фактически не будет происходить изменений площадей по обе стороны от разлома, но за счет встречного движения крыльев разлома градиенты скоростей сформируют, как и в первом случае (locked fault), попарно-ортогональные зоны сжатия и растяжения (шахматный порядок). Это не позволяет визуально отличить сценарий формирования очага землетрясения от сценария криповых смещений по разлому.

Максимальные скорости деформаций сдвига (рис. 4) образуют высокоскоростную область, расположенную в центре между максимумами скоростей сжатия и растяжения со значениями $\approx 1.5 \times 10^{-7}$. Направления максимальных скоростей сдвига должны совпадать с простиранием сдвигового разлома. В нашем случае оси максимальных скоростей сдвига расположены под углами 30° и 60° к простиранию крупного регионального Джелтулакского надвига. Это говорит о том, что сдвиговые подвижки не могут происходить на этом участке разлома, но могут реализовываться по второстепенным разломам СВ-ЮЗ простирания, пересекающим Джелтулакский разлом. По результатам анализа линейных структур в рельефе земной поверхности, поля силы тяжести, распределения сейсмичности и разломной сети авторами работы [6] предложена эволюционная модель границы

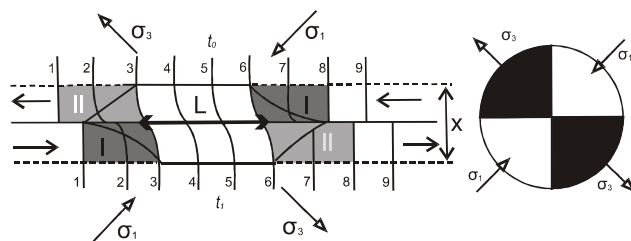


Рис. 6. Модель упругого деформирования земной поверхности над очагом готовящегося землетрясения (в момент t_1), по [14], и механизм очага сдвигового землетрясения.

Линии (1-1,...9-9) – геодезические профили, которые в момент зарождения очага (t_0) представляли собой сплошные прямые линии, в процессе подготовки очага были либо разорваны и смещены по разлому (1-1, 8-8, 9-9), либо и деформированы, и смещены (2-2 и 7-7), либо упруго деформированы над очагом (3-3, ..., 6-6); I – зона сжатия; II – зона растяжения; L – линия прекращения смещений по разлому, т.е. длина очага готовящегося землетрясения (locked fault); X – ширина очага землетрясения; σ_1 и σ_3 – главные напряжения.

сочленения Евразийской и Амурской плит. Согласно ей, современная межплитная граница приобрела Z-образный вид, где косая черта буквы Z совпадает с СВ-ЮЗ простиранием упомянутых разломов.

Вся зона повышенных скоростей деформации сдвига выделяется также отсутствием сейсмичности. Эпицентры расположены по периметру этой зоны. Отсутствие сейсмичности при высоких скоростях деформаций, скорее всего, означает, что здесь происходят смещения без аккумуляции упругих деформаций в самой зоне, а накопление и сброс упругих деформаций в виде землетрясений происходит по периметру зоны (рис. 4). Ранее неоднократно отмечалось, что для поля скорости деформации сдвига существует связь сейсмической активности с областями, скорее, значительного градиента скорости деформации, нежели с областями с большими значениями скоростей деформации сдвига [3, 19].

Можно рассмотреть вариант, при котором два максимума со значениями $\approx 1.5 \times 10^{-7}$ в зоне повышенных скоростей деформации сдвига соответствуют зонам свободного скольжения крыльев разлома относительно друг друга (creep fault), а разделяющая их седловина со значениями ниже на $0.2-0.5 \times 10^{-7}$ образует очаг будущего землетрясения (locked fault). Расстояние между двумя максимумами скоростей деформации сдвига составляет 50 км, при такой длине очага землетрясения его магнитуда должна быть ≈ 7 [23], что соответствует магнитудному потенциалу линейных разломов территории [9]. Однако отсутствие меридионального разлома, соединяющего максимумы скоростей деформации сдвига, и ориентировка главных направлений деформаций сдвига под углом $\approx 45^\circ$ к

теоретическому направлению сдвига свидетельствуют в пользу первого варианта.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты свидетельствуют о высокой активности тектонических процессов на границе Станового блока и Амурской плиты. Скорости деформаций на указанной границе выше внутриплитных значений на 2 порядка.

Максимальные значения скоростей главных деформаций и главных сдвигов образуют асейсмичные зоны, что свидетельствует о высокоскоростных крипповых смещениях без аккумуляции упругих деформаций.

Для накопления и сброса упругих деформаций в виде землетрясений подходят высокоградиентные зоны, расположенные между максимумами значений скоростей главных деформаций и главных сдвигов и по их периметру.

Поле тектонических напряжений исследуемой территории отвечает режиму сдвига. Для нас оказалось неожиданностью, что предпочтительным вариантом реализации крипповых или сейсмических смещений являются сдвиговые смещения по второстепенным разломам СВ-ЮЗ ориентации в соответствии с эволюционной моделью границы сочленения Евразийской и Амурской плит, предложенной Г.З. Гильмановой с соавторами [6].

Необходимо уплотнение существующей сети GPS наблюдений и ее расширение во внутренние районы Станового блока и на его границы с Евразийской плитой, что обеспечит получение новой количественной информации о деформационном процессе в зоне взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит.

Данное научное исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФ 15-17-20000 и комплексной программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (№ 18-5-024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов М.Г. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2059–2070.
2. База данных Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) <http://ds.iris.edu/ieb/index.html>
3. Габсатаров Ю.В. Анализ деформационных процессов в литосфере по геодезическим наблюдениям на примере разлома Сан-Андреас // Геодинамика и тектонофизика. 2012. № 3. С. 275–287. DOI:10.5800/GT-2012-3-3-0074
4. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Мин-во геологии и минерал. ресурсов КНДР, Управление геологии и полез.ископаемых провинции Хэйлуунцзян, ФГУП ВСЕГЕИ, 1996 г. / Ред. Л.И. Красный, Пэн Юньбаю.
5. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / С.И. Шерман, К.Г. Леви, В.В. Ружич, В.А. Саньков, Ю.И. Днепровский, С.В. Рассказов. Новосибирск: Наука, 1984. С. 207.
6. Гильманова Г.З., Шевченко Б.Ф., Рыбас О.В., Диденко Е.Ю., Головей С.В. Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геодинамический аспект // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 62–71.
7. Жижерин В.С., Серов М.А.. Кинематика современных тектонических движений в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2016. Т. 55, № 12. С. 2143–2152.
8. 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 // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 55–61.
9. Карта сеймотектоники Восточной Сибири / Л.П. Имаева, В.С. Имаев, Н.Н. Гриб и др. Нерюнгри: Техн. ин-т СВФУ, 2015.
10. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 154 с.
11. Кучай О.А. Особенности проявления сильных землетрясений в поле сеймотектонических деформаций // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 3. С. 285–296. DOI:10.5800/GT-2010-1-3-0022
12. Леви К.Г. Карта неотектоники Северо-Восточного сектора Азии. Иркутск, 2008.
13. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Отв. ред. А.Ф. Грачев. М.: ОИФЗ, 2000. 487 с.
14. Певнев А.К. Прогноз землетрясения – геодезические аспекты проблемы // Физика Земли. 1988. № 12. С. 88–98.
15. Altamimi, Z., L. Métivier, Collilieux X. ITRF2008 plate motion model // J. Geophys. Res. 2012. 117, B07402, doi:10.1029/2011JB008930.
16. 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.
17. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // Geochem., Geophys., Geosyst. 2003. V. 4, N 3. 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
18. Gatinsky Yu. G., Rundquist D.V., Tyupkin Yu. S. Block structure and kinematics of Eastern and Central Asia from GPS data // Geotectonics. 2005. V. 39, N 5. P. 333–348.
19. Hackl M., Malservisi R., Wdowinski S. Strain rate patterns from dense GPS networks // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2009. 9. P. 1177–1187.
20. Kreemer C., Blewitt G., Klein C.A. Geodetic plate motion and global strain rate model G3 // Geochem., Geophys., Geosyst. 2014. 15 (10). P. 3849–3889, doi:10.1002/2014GC005407
21. Lingyun J., Qingliang W., Shuangxu W. Present-day 3D deformation field of Northeast China, observed by GPS and leveling // Geodesy and Geodynamics. 2014. V. 5, N 3. P. 34–40, DOI 10.3724/SP.J.1246.2014.03034.
22. Seredkina A., Kozhevnikov V., Melnikova V., Solovey O.

- Seismicity and S-wave velocity structure of crust and upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // *Physics Earth & Planet. Interiors*. 2016. V. 261. P. B. P. 152–160, doi:10.1016/j.pepi.2016.10.011.
23. Wells D. L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Am.* August 1994. V. 84, N 4. P. 974–1002.
24. Wessel P., Bercovici D. Interpolation with splines in tension: A Green's function approach // *Math. Geol.* 1998. V. 30. P. 7–93.
25. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 76. P. 1–45.

Рекомендована к печати В.Г. Быковым

S.V. Ashurkov, V.A. Serov, V.S. Zhizherin, V.S. Imaev

Present-day deformations of the Upper Amur region from GPS measurements

Parameters of the strain rate tensor were calculated for the territory of the Upper Amur region from the published GPS observations. As a result, such parameters as principal strain rates and principal directions, maximum shear strain rates and its directions, the dilatation rate, the second invariant of the strain rate tensor, have been obtained. The results indicate a high tectonic activity in the interaction zone of the Eurasian, Amurian lithospheric plates and the Stanovoy geoblock. Areas of high-speed aseismic displacements are revealed. The development of the Eurasian and Amurian plate boundaries at the present stage suggests that NE-striking faults will be activated.

Key words: recent geodynamics, GPS measurements, Upper Amur region, Far East.