

УДК 550.311:551.24

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

© 2004 г. Г. М. Стеблов

Представлено академиком Н.П. Лаверовым 21.08.2003 г.

Поступило 22.08.2003 г.

Исследование сейсмически активных зон многие годы осуществлялось в основном с помощью сейсмических методов, основанных на определении положения и механизма очага землетрясения. Такой подход позволяет определить глубину очага, фокальный механизм и наклон плоскости взаимодействия плит в зоне субдукции. С помощью современных методов космической геодезии удастся определить глубину простираения очаговой зоны, сопоставляя скорости взаимного сближения, измеренные на поверхности деформируемой зоны, и скорости взаимного вращения плит, определяемые их стабильной частью.

Исследование движений земной коры в зонах деформации на границах конвергенции тектонических плит, в особенности глубинного строения таких зон, требует выделения активных деформируемых краевых частей плит и их внутренних стабильных областей. С этой целью необходимо ввести какую-либо систему относимости, наиболее распространенной из которых в настоящее время является глобальная геоцентрическая система координат ITRF2000 [1]. Ее практическая реализация представляет собой большой набор точек на земной поверхности, положения которых измеряются с высокой точностью (1–2 мм) с помощью установленных на этих точках станций GPS. Часть станций оснащена системами длиннобазисной интерферометрии, основанными на наблюдениях отдаленных радиогалактик и квазаров, а также системами лазерной локации спутников, снабженных отражателями.

Любая глобальная система координат, в свою очередь, опирается на определенный набор недеформируемых областей, ассоциируемых с тектоническими плитами. Корректное выделение стабильных и деформируемых областей плит в определяющей степени зависит от равномерности расположения наблюдаемых точек по всей по-

верхности плиты и от густоты таких точек в зонах деформаций.

С 1997 г. на территории Северной Евразии создана постоянно действующая сеть станций GPS, охватывающая континент от Восточноевропейской платформы – через Уральский хребет и всю Сибирь – до Чукотки, Камчатки и о. Сахалин (рис. 1), сокращенно – сеть NEDA. Несколько станций расположено в арктической части Сибири. Сеть NEDA является составной частью всемирной службы GPS (IGS), что позволяет естественным образом интегрировать геодезические решения по Евразии в глобальные геодезические решения и иметь хорошо определенную систему относимости для региональных исследований. В результате стало возможным исследовать геометрию границ тектонических блоков в районах восточносибирской и дальневосточной части Евразии, где происходит взаимодействие трех крупнейших на земном шаре плит: Евразийской (EUR), Тихоокеанской (PAC) и Североамериканской (NAM) (рис. 2).

В данное исследование были включены: 1) многолетние временные ряды непрерывных наблюдений по сети постоянных станций Геофизической службы РАН (сеть NEDA); 2) периодически повторяемые наблюдения в трех районах наибольшей сейсмической и вулканической активности: п-ов Камчатка, о. Сахалин, хребет Черского в Магаданской области и в Якутии; 3) многолетние ряды непрерывных наблюдений по сети станций международной службы GPS (IGS).

Для обработки измерений использовано программное обеспечение GAMIT [2], с помощью которого фазовые измерения на региональных сетях были скомбинированы с измерениями на 6–7 ближайших станциях глобальной сети IGS. На этом этапе для каждого дня оценивались координаты станций и параметры, представляющие орбиты спутников, ориентацию Земли и атмосферную задержку. Затем использован фильтр Калмана GLOBK [3] для комбинирования ковариационных матриц координат станций с аналогичным решением для сети IGS, полученному из Центра орбит и постоянных сетей Калифорнийского универси-

*Институт физики Земли им. Г.А. Гамбурцева
Российской Академии наук, Москва*

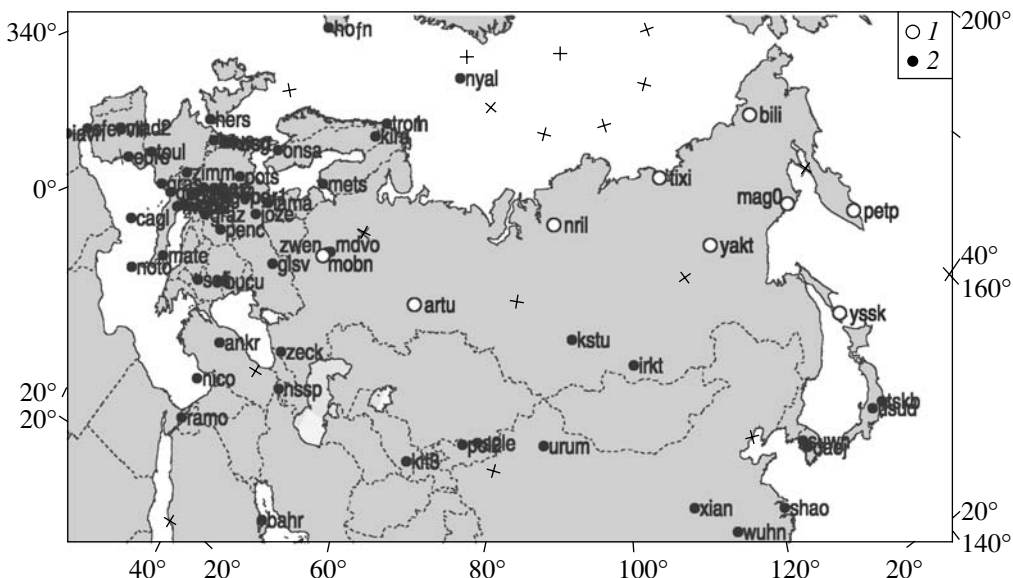


Рис. 1. Сеть постоянных станций в Северной Евразии: 1 – станции Геофизической службы РАН, 2 – станции Международной службы GPS (IGS).

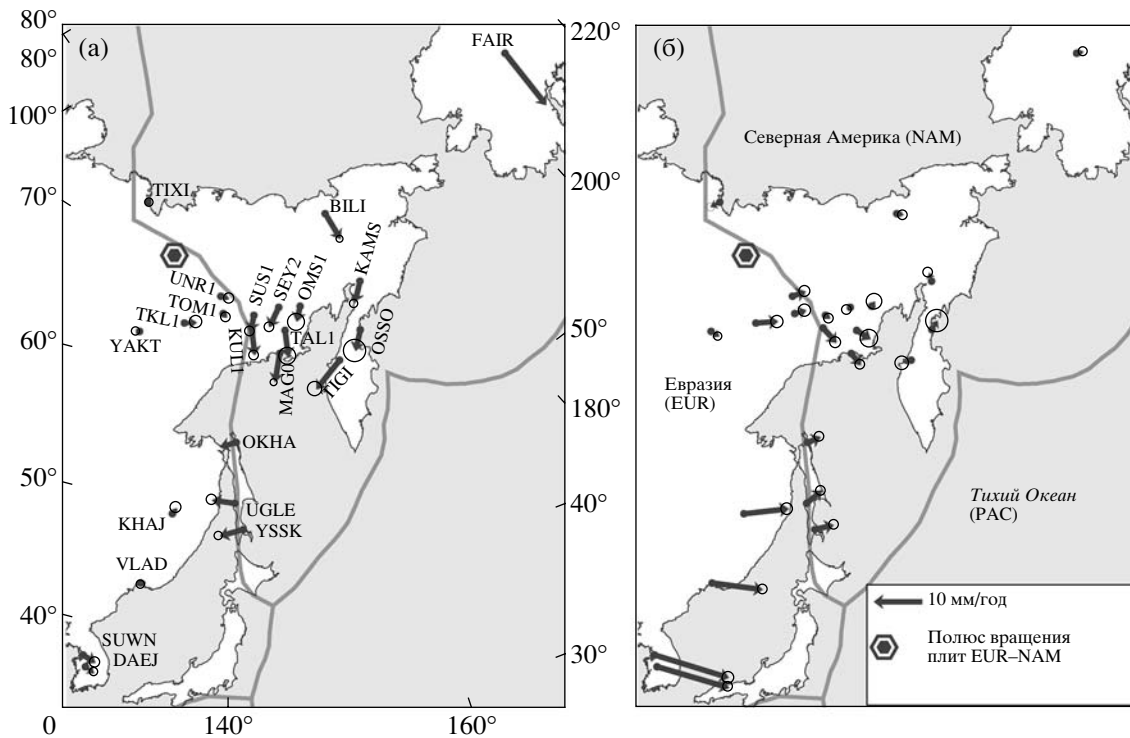


Рис. 2. Скорости, измеренные на станциях GPS в области взаимодействия тектонических плит. а – система относимости – Евразия (EUR); б – система относимости – Северная Америка (NAM); угловая скорость взаимного вращения 0.229 град/млн. лет.

тата в Сан-Диего (SOPAC). Для подавления слабо коррелированных ошибок и лучшего оценивания ошибок корреляции во времени суточные решения были скомбинированы по интервалам 5–30 дней, так что получилось 208 эпох квазирешений на

76 станциях. После окончательной комбинации этих эпох было получено единое решение для положений и скоростей станций по всему объему данных. На каждом этапе обработки на координаты станций накладывались лишь слабые огра-

ничения, так, чтобы систему относимости можно было зафиксировать по существу на окончательном этапе. В решение была заложена модель ошибок, в которой отражены рассеяние месячных средних оценок положений и вероятность значительных временных корреляций. Описываемое решение получено в результате добавления к неопределенностям положений станций случайной ошибки 2 мм и ошибки случайного блуждания $2 \text{ мм}/(\text{год})^{1/2}$ в рамках каждого месячного решения.

Такое геодезическое решение за многолетний период со свободными ограничениями представляет собой свободный многоугольник (трехмерный), в котором хорошо определены взаимные скорости станций, однако его общая ориентация не зафиксирована. Система относимости, на которую проецируются межстанционные скорости, произвольна, и ее можно выбрать так, чтобы оптимально решать конкретную тектоническую задачу. Для изучения деформаций внутри какой-либо плиты и на ее границах можно минимизировать движение всех станций, расположенных в ее внутренней стабильной части (см., например, [4, 5]). При этом неопределенности в скоростях по отношению к сети, определяющей систему относимости, будут нарастать по мере удаления от сети из-за неопределенности в оценке угловой скорости плиты. Поэтому такая одноплитовая система относимости становится менее надежной для изучения пограничной зоны в случае, когда эта зона обширна и удалена от стабильной части любой из взаимодействующих плит. Более общий и устойчивый подход состоит в определении системы относимости на основе станций, определяющих стабильные части соприкасающихся плит, при минимизации относительных скоростей внутри каждой плиты и с одновременным оцениванием векторов взаимного вращения плит (RV) как одним из свободных параметров.

Для исследования взаимодействия трех указанных выше плит (EUR, NAM, PAC) была введена трехплитовая система относимости, опирающаяся соответственно на 18, 14 и 6 станций на каждой плите (рис. 2). Взвешенное среднеквадратическое отклонение (СКО) горизонтальных скоростей по каждой плите составило $\sim 1 \text{ мм}/\text{год}$, что сравнимо со СКО, полученным для NAM в [6, 7] и для PAC в [8]. Эта оценка может быть принята в качестве верхней границы для ошибок и деформаций внутри стабильной области плиты. Оценки векторов вращения (RV) и скоростей приведены на рис. 2 (см. подпись к рис. 2).

Сравним полученные из измерений GPS скорости относительно Евразии и относительно Сев. Америки. Скорости относительно Евразии (рис. 2а) составляют менее $2 \pm 1 \text{ мм}/\text{год}$ для станций на западной стороне хребта Черского и Си-

бирского кратона. Скорости станций на восточной стороне хребта Черского, Чукотке и северо-западной Камчатке значительно выше: 3–8 мм/год, что указывает на вращение по часовой стрелке данного региона относительно Евразии. Движение станций в районе хребта Черского вызвано распределенной деформацией на границе взаимодействия EUR–NAM. Скорость конвергенции здесь мала вследствие близости полюса взаимного вращения, так что эффект накопления напряжений также достаточно мал и им можно пренебречь уже на расстоянии более 100 км от границы.

Скорости относительно Северной Америки (рис. 2б) составляют менее $2 \pm 1 \text{ мм}/\text{год}$ на Чукотке и северо-западной части Камчатки. Из шести станций на восточной стороне хребта Черского три самых северных (SUS1, SEY2 и OMS1) движутся медленнее 1 мм/год, в то время как три другие (MAG0, KUL1 и TAL1) движутся со скоростью 2–3 мм/год. Скорости на западной стороне хребта Черского и на Сибирском кратоне составляют 2–11 мм/год, что указывает на вращение против часовой стрелки и соответствует вектору взаимного вращения EUR–NAM. Из приведенного сравнения скоростей следует, что западная ветвь сейсмического пояса хребта Черского является северо-восточной границей Евразии. Скорость станции TIXI вблизи арктической границы Сибири меньше относительно Евразии, чем относительно Сев. Америки, и, следовательно, раздвигание плит EUR–NAM в данном регионе происходит, в основном, к востоку от TIXI.

Полученные оценки положений полюсов и угловых скоростей взаимного вращения плит позволяют также прогнозировать движение недеформируемых частей плит. Такая теоретическая оценка скорости \mathbf{b} определяется векторным произведением

$$\mathbf{b} = \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R} \quad (1)$$

вектора вращения $\boldsymbol{\Omega}$ и радиуса-вектора \mathbf{R} от полюса вращения к интересующей точке. Сопоставление теоретических скоростей с реально измеренными представляет особый интерес в зонах субдукции, где подобный анализ позволяет исследовать глубинное строение такой зоны. Из сейсмологических данных, как правило, известен наклон сейсмофокальной зоны, которая обычно интерпретируется как плоскость взаимодействия сдвигающихся плит. Распределение скоростей в такой зоне можно определить методом дислокаций, полагая, что на этапе сейсмического цикла, когда накапливаются напряжения, обе сдвигающиеся плиты механически сомкнуты до определенной максимальной глубины [9]. Такой подход был применен в [10] для анализа пододвигания Тихоокеанской плиты под Североамериканскую в районе Аляски. Аналогичная геометрия в при-

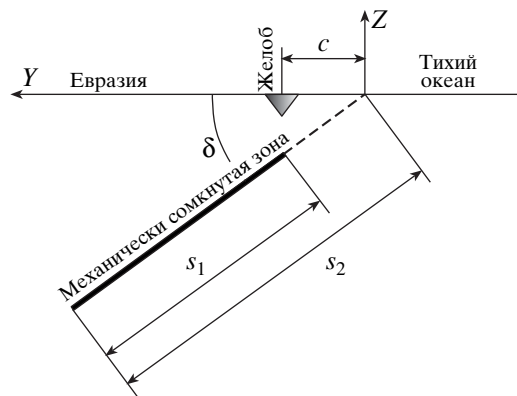


Рис. 3. Схема зоны субдукции.

менении к Камчатской зоне взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евразией показана на рис. 3. Зависимость скорости V_y , наблюдаемой на поверхности, от скорости b сближения плит имеет вид [10]

$$V_y(y) = -\frac{b}{\pi} \left\{ \frac{[s_2 - (y + c) \cos \delta] s_2 \sin \delta}{(y + c)^2 + s_2^2 - 2(y + c) s_2 \cos \delta} + \cos \delta \left(\arctg \frac{y + c - s_2 \cos \delta}{s_2 \sin \delta} - \frac{\pi}{2} \right) \right\} \quad (2)$$

(параметры, входящие в соотношение (2), показаны на рис. 3). Из этого соотношения можно решить обратную задачу – восстановить протяженность залегания s_2 механически сомкнутой зоны по измеренным на поверхности скоростям и по скорости сближения плит. На рис. 4 приведены графики теоретической скорости на поверхности V_y в зависимости от расстояния до глубоководного желоба y при различных значениях глубины $s_2 \sin \delta$, а точками обозначены измеренные скорости GPS для нескольких станций на Камчатке. Из сопоставления указанных экспериментальных данных и теоретических кривых следует, что максимальное значение $s_2 \sin \delta$ составляет около 40 км.

З а к л ю ч е н и е. Современные методы космической геодезии являются новым эффективным инструментом для исследования структуры и процессов в земной коре и верхней мантии, что представляет особенный интерес в сейсмоактивных зонах. С помощью описанных методов удает-

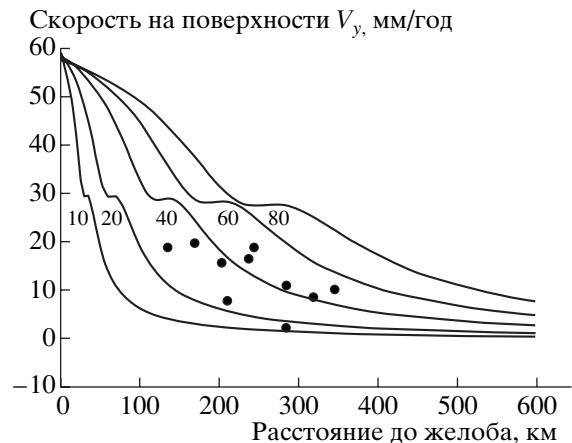


Рис. 4. Зависимости поверхностных скоростей от расстояния до желоба при различных значениях максимальной глубины механически сомкнутой зоны (теоретическая глубина указана в виде подписей к графикам). Точки – измеренные скорости станций GPS.

ся исследовать глубинное строение зон субдукции, где глубина механически сомкнутой плоскости взаимодействия сдвигающихся литосферных плит определяет горизонтальное простираение сейсмически активной поверхности, что, в свою очередь, создает основу для оценки сейсмического риска в таких областях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Altamimi Z., Sillard P., Boucher C. // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 2214. doi: 10.1029/2001JB000561.
2. King R.W., Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software. Release 10.0. Boston: Mass. Inst. Tech.; Scripps Inst. Oceanogr., 2000.
3. Herring T.A. GLOBK. Global Kalman Filter VLBI and GPS Analysis Program. Vers. 10.0. Boston: Mass. Inst. Tech., 2002.
4. Chen Z., Burchfield B.C., Liu Y. et al. // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 16 215–16 227.
5. Kogan M.G., Steblou G.M., King R.W. et al. // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 2041–2044.
6. Gan W., Prescott W.H. // J. Geophys. Res. 2001. V. 28. P. 3733–3736.
7. Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 107. № B4. P. 2081. doi: 10.1029/2000JB000033.
8. Beavan J., Tregoning P., Bevis M. et al. // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B10. P. 2261. doi: 10.1029/2001JB000282.
9. Savage J.C. // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. № B6. P. 4984–4996.
10. Savage J.C., Svarc J.L., Prescott W.H. // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. P. 2117–2120.