

УДК 551.24(571.6)

## Поддвиг Тихоокеанской плиты в 1978–1981 гг.

© С.М. Сапрыгин, В.Н. Соловьев

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

E-mail: n.vasilenko@imgg.ru

Поддвиг океанической плиты под континентальную произошел в результате увеличения кинетической энергии литосферы на величину порядка  $10^{27}$  эрг/год (из-за ускорения вращения Земли в 1978–1981 гг.), что вызвало реакцию недр региона в виде стоячей волны горизонтального сжатия амплитудой  $10^{-5}$  и наклона поверхности о-вов Хонсю и Шикотана в направлении глубоководных желобов. Тихоокеанская плита, обладая самой большой среди плит инертной массой, вовлечется в ускоренный режим ротации в последнюю очередь, а до этого будет оказывать встречное усилие вращающейся литосфере, что и приведет к ее поддвигу.

**Ключевые слова:** стоячая волна горизонтального сжатия, наклон поверхности островов, ускорение вращения Земли.

## Pacific plate subduction in 1978–1981

S.M. Saprygin, V.N. Soloviev

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

E-mail: n.vasilenko@imgg.ru

Oceanic plate subduction under continental one took place as a result increase of lithospheric kinetic energy by value of order  $10^{27}$  erg/year (because of the Earth rotation acceleration in 1978–1981) that caused response of region interiors in form of standing wave of horizontal compression of amplitude  $10^{-5}$  and surface slope of the Honshu and Shikotan islands in the direction of deep-water trenches. The Pacific plate possessing the greatest inert mass involve in rapid regime of rotation for the last turn, before that'll do offer resistance rotating lithosphere that conduce to its subduction.

**Keywords:** standing wave of horizontal compression, inclination of surface islands, the Earth rotation acceleration.

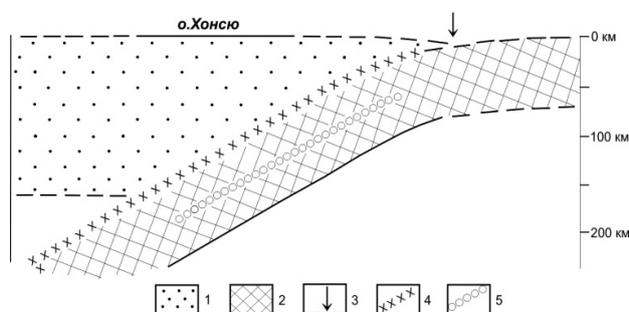
### Введение

Гипотеза о поддвиге океанической плиты под континентальную была выдвинута в начале 1960-х годов, когда была понята природа линейных магнитных аномалий, указавших на расширение дна океанов по обе стороны от срединно-океанических хребтов. Но площадь земной поверхности неизменна, поэтому ее приращение в центральных областях океанов должно компенсироваться сокращением площади в других зонах Земли. Последние были обнаружены спутниковыми наблюдениями, которые зафиксировали движение океанических плит от срединно-океанических хребтов в направлении глубоководных желобов. Так, Тихоокеанская плита перемещается со скоростью 8 см/год на запад и северо-запад в на-

правлении Алеутского, Курило-Камчатского, Японского и других желобов.

Границей континента и океана здесь является сейсмофокальная зона Вадати–Бенньоффа, в которой происходят сильнейшие на планете землетрясения. Строение этой зоны впервые установили в 1976 г. японские сейсмологи А. Хасегава, Н. Умино и А. Такаги [Hasegawa A. et al., 1978]. Их результат приведен на разрезе через о-в Хонсю (рис. 1). Он получен с помощью нетрадиционной для сейсмологов методики – поперек острова на океаническом дне был проложен кабель (сейсмическая коса), которым в течение года зафиксировали ~ 4500 несильных землетрясений. Их очаги сгруппированы в два наклонных и параллельных друг другу слоя: в верх-

нем слое механизмы очагов определяют сжатие, в нижнем – растяжение. Такая структура поля напряжений является динамической, указывая, что океаническая плита была когда-то подвижна относительно континентальной.



**Рис. 1.** Схематический разрез через о-в Хонсю по широте 39.5°. 1 – континентальная плита; 2 – океаническая плита; 3 – глубоководный желоб; 4 – верхний слой с очагами микроземлетрясений, механизмы которых дают сжатие; 5 – нижний слой, где механизмы очагов указывают на растяжение [Сапрыгин, 2005].

Итак, перед нами вопрос: каковы особенности динамики погруженной океанической плиты? В ходе ее изучения были предложены: 1) модель плитотектонического цикла, конвектирующего с постоянной скоростью от срединно-океанического хребта к глубоководному желобу и далее в мантию Земли; 2) клавишная модель поддвига, когда погружается отдельный блок плиты, размеры которого не превышают размеры очага сильнейшего землетрясения. Но обе модели, по мнению известного геофизика А. Шейдеггера [1987], «...пользуются широкой возможностью выбора расчетных параметров, и нет сомнения в том, что всегда будут получены решения, отвечающие предложенной модели».

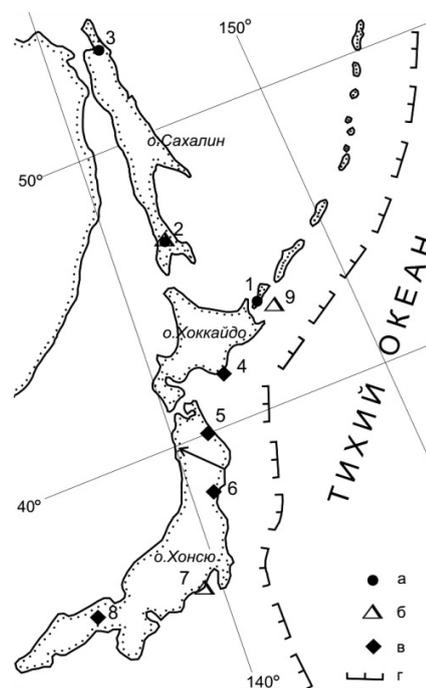
На наш взгляд, более предпочтителен феноменологический подход к изучению этой проблемы.

### Экспериментальные данные

Экспериментальные данные получены Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН на островах Сахалин, Кунашир и Шикотан. Их дополнили наблюдения геофизических обсерваторий Японии и континентальной части Евразии.

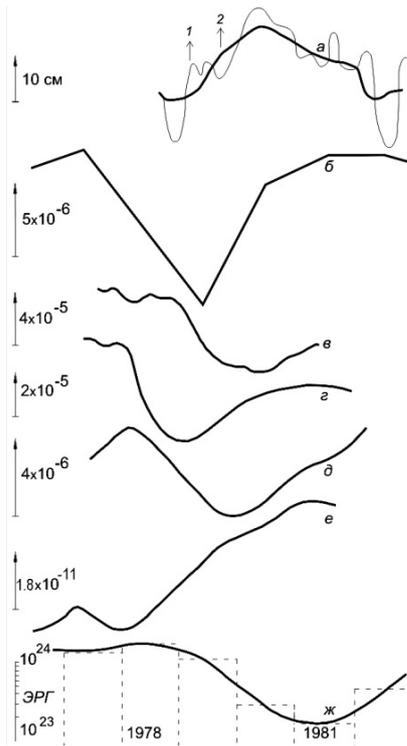
Наблюдения по скважинам на островах

Кунашир и Сахалин зафиксировали в 1979 г. подъем уровня подземных вод, амплитуда которого убывала с удалением от глубоководного желоба (рис. 2, п. 1 – 46 см, п. 2 – 22 см, п. 3 – 8 см). Продолжительность подъема составляла 6 суток: 7–13.04.1979 г., причем в кунаширских скважинах он начался на сутки раньше сахалинских. Затем в октябре 1979 г. произошло извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана, эксплозии которого не наблюдались 20 лет.



**Рис. 2.** Схема размещения пунктов наблюдений в ближней зоне. 1 – о-в Кунашир, 2 – г. Южно-Сахалинск, 3 – г. Оха; геофизические обсерватории: 4 – Эримо, 5 – Хасиками, 6 – Аобаяма, 7 – Аджиро, 8 – Икуно, 9 – о-в Шикотан. а – пьезометрические скважины, б – геодезические полигоны, в – геофизические обсерватории, г – глубоководный желоб. Стрелка указывает направление миграции деформации максимально-го сдвига [Ishii et al., 1983].

Далее выяснилось, что отмеченная положительная пьезометрическая аномалия фиксируется на фоне более длительного подъема уровня подземных вод, начавшегося в конце 1978 г. (рис. 3а). Он наблюдался до середины 1980 г., регистрируя рост сжатия в недрах Южного Сахалина, который продолжался после подъема уровня в апреле 1979 г. и не был снят извержением грязевого вулкана в октябре 1979 г.



**Рис. 3.** Временные диаграммы в ближней зоне. а – относительный уровень подземных вод в южно-сахалинской скважине (тонкая линия – по среднемесячным данным, толстая – одногодичное скользящее среднее среднемесячных данных), 1 – подъем уровня 8–13.04. 1979 г., 2 – эксплозия грязевого вулкана; б – дилатация по геодезическим данным вблизи Южно-Сахалинска; в – дилатация на обсерватории Аобаяма [Ishii et al., 1983]; г – объемная деформация на обсерватории Аджиро [Hagiwara et al., 1985]; д – дилатация на обсерватории Икуно [Tabei et al., 1985]; е – относительное изменение угловой скорости вращения Земли [Eubanks et al., 1985] с нашей оценкой; ж – высвободившаяся сейсмическая энергия в Тихоокеанском поясе [Шаторная, 1978–1986].

Геодезические измерения [Василенко, Богданова, 1986] в зоне глубинного разлома на полигоне вблизи г. Южно-Сахалинск обнаружили в 1979 г. всестороннее сжатие его поверхности на площади  $20 \text{ км}^2$  (рис. 3б). Дилатация достигла величины  $10^{-5}$ . Светодальномерные наблюдения на п-ове Идзу (рис. 2, п. 7) подтвердили сахалинские измерения: исследователи [Kato et al., 1983] отметили горизонтальное сжатие  $10^{-5}$  на полигоне площадью  $10 \text{ км}^2$  с начала 1979 г.

Аналогичные по характеру деформации наблюдались японскими геофизическими обсерваториями (рис. 2; п. 4–8). В [Kasahara, 1983] даны записи горизонтальных деформо-

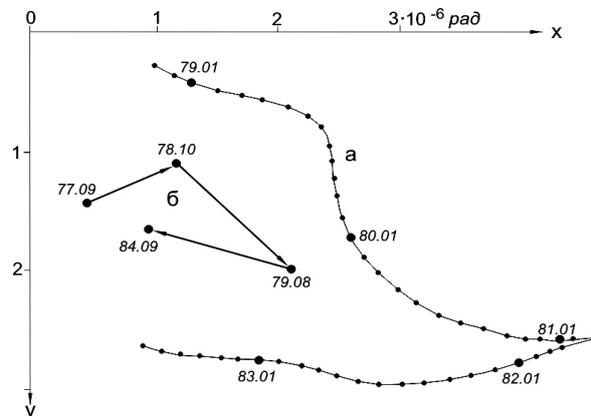
графов на мысе Эримо (о-в Хоккайдо). Здесь широтная компонента деформации сжатия достигла величины  $0,5 \times 10^{-6}$  к середине 1980 г.

В работе [Ishii et al., 1983] приведены графики дилатации за 1968–1981 гг. по 11 обсерваториям Северного Хонсю. Самые отчетливые записи получены на обсерваториях Хасиками и Аобаяма; в последней наблюдалось сжатие порядка  $4 \times 10^{-5}$  с конца 1978 г. до середины 1980 г. (рис. 3в). Интересны данные по деформации максимального сдвига: обнаружена миграция этой деформации со скоростью  $40 \text{ км/год}$  (рис. 2).

На обсерватории Аджиро измерения объемным деформографом [Hagiwara et al., 1985] зафиксировали сжатие с начала 1978 по середину 1979 г. (рис. 3г). Это сжатие началось годом раньше, чем площадная аномалия на п-ове Идзу [Kato et al., 1983].

Отрицательная аномалия в дилатации была зафиксирована на обсерватории Икуно [Tabei et al., 1985]. Она наблюдалась со второй половины 1978 до конца 1981 г. (рис. 3д).

В этот же период на обсерватории Икуно проведены измерения водотрубным наклономером. Юго-восточный наклон земной поверхности  $10^{-6}$  рад/год изменился в середине 1981 г. на западный (рис. 4а). Аналогичный наклон в направлении глубоководного желоба (рис. 4б) отмечался в 1978–1979 гг. по геодезической сети о-ва Шикотан, состоящей из двух ортогональных друг другу нивелирных линий длиной  $12 \text{ км}$  (рис. 2, п. 9).



**Рис. 4.** Векторные диаграммы наклона: а – наблюдаемые водотрубным наклономером на обсерватории Икуно, б – по нивелирной сети о-ва Шикотан. Ось X ортогональна простиранию Японского (а) и Курильского (б) глубоководных желобов.

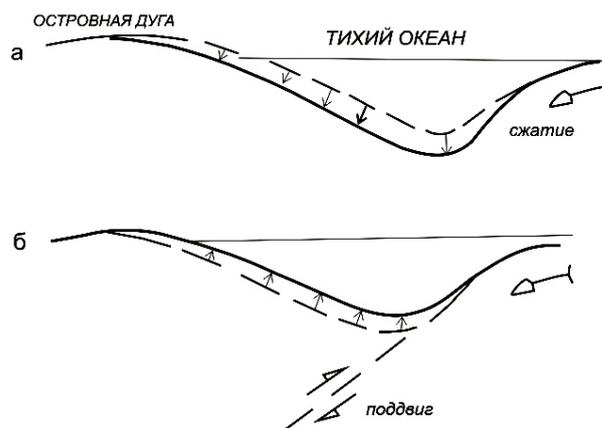
## Обсуждение

Рассмотрим вначале Сахалин, Японские и Курильские о-ва (ближняя зона), а затем континентальные районы Евразии (дальняя зона). Такое разделение, как станет ясно из дальнейшего, имеет определенный физический смысл [Сапрыгин и др., 1997].

*Ближняя зона.* Изложенные данные (рис. 2, 3) фиксируют деформацию горизонтального сжатия в области протяженностью более 2000 км, распространявшуюся, как показали наблюдения за аномалией в уровне подземных вод в апреле 1979 г. (рис. 2, п. 1, 2, 3), от глубоководного желоба. Возможный источник такой деформации – зона Вадати–Беньоффа (рис. 1). Здесь возникает проблема: как внутри этой области сжатия существует наклонная зона, в которой происходит хрупкое разрушение и сброс напряжений?

Качественное объяснение может быть следующим. Поскольку оба явления противоположны друг другу, то между ними возможно динамическое равновесие: рост трещин в наклонной зоне не превышает скорости увеличения размеров области сжатия. Это равновесие может смещаться в обе стороны. Так, со второй половины 1978 до середины 1981 г. основным разлом на стыке плит (в глубоководном желобе, рис. 2) был заперт горизонтальным движением Тихоокеанской плиты к северо-западу и в недрах Японии и Сахалина резко преобладало сжатие (рис. 3 а, б, в, г, д). Однако с 1968 до 1978 г. этот разлом был временами открыт, на нем происходили подвижки блоков, вызвавшие диффузию деформации максимального сдвига в недра о-ва Хонсю (рис. 2).

Поэтому будем полагать, что скольжение плит на этой границе (или поддвиг океанической) происходит эпизодически, как в модели упругой отдачи [Рикитакэ, 1979]. Последняя описывает процесс появления сильнейшего землетрясения на склоне островной дуги (рис. 5), снимающего напряжения в отдельном блоке пододвигаемой плиты. Линейный размер блока (вдоль желоба) достигает 700–800 км, а высвободившаяся энергия (порядка  $5 \times 10^{24}$  эрг) превышает среднюю годовую энергию всех событий Тихоокеанского пояса (рис. 3ж).



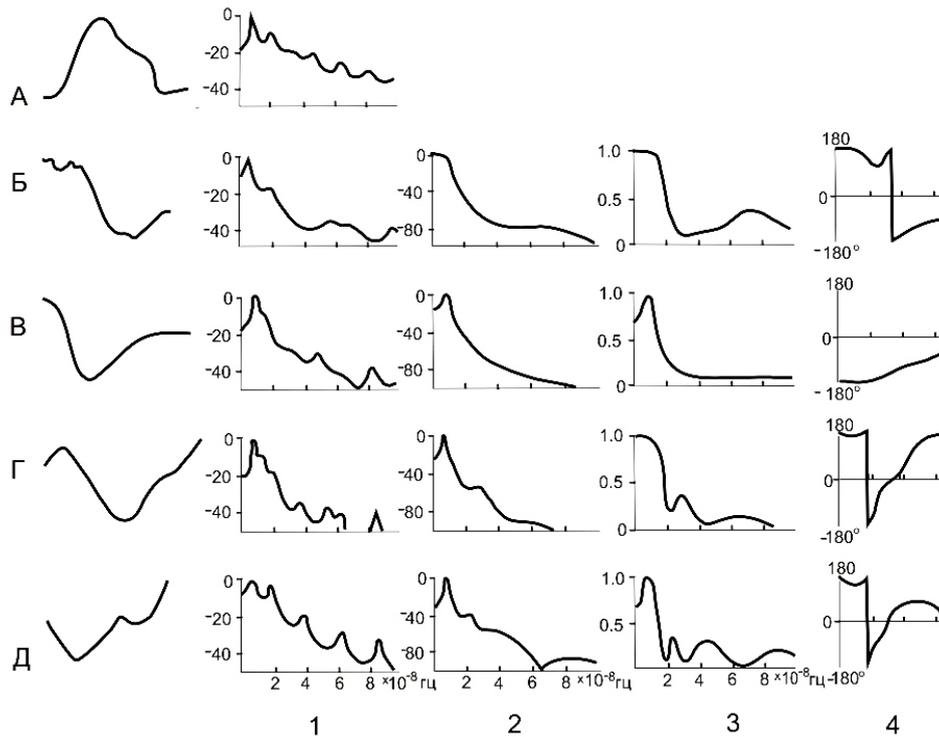
**Рис. 5.** Модель упругой отдачи [Рикитакэ, 1979]: а – стадия погружения островной дуги из-за горизонтального давления океанической плиты, б – стадия упругой отдачи и поддвига океанической плиты.

Кинематически оба явления скорее всего подобны (ср. рис. 3, 4 с рис. 5). Но модель упругой отдачи механически неадекватна изучаемому явлению, имевшему большой масштаб регистрации и асейсмичный характер: на рис. 3ж видно, что сейсмичность Тихоокеанского пояса понижается на порядок от среднего уровня к середине 1981 г.

Эти явления также различаются по скорости восстановления равновесия в нагруженной среде. Равновесие при упругой отдаче восстанавливается сейсмической подвижкой. В нашем случае переход к равновесию более продолжителен, если принимать во внимание графики рис. 3 и скорость изменения наклона островного блока Хонсю в 1980–1982 гг.

Спектральный анализ [Марпл, 1990] позволяет более тщательно изучать временные ряды наблюдений. Рассматривая автоспектры Южно-Сахалинска, Аобаямы, Аджино и Икуно (рис. 6, 1), можно заметить, что основная энергия колебаний приходится на полосу  $(0-3) \times 10^{-8}$  Гц, где выделяются два пика – резкий на частоте  $1 \times 10^{-8}$  Гц (период 3 года) и второй (на 15–20 дБ меньше) на частоте  $2 \times 10^{-8}$  Гц (около 1,5 лет). Остальная часть спектра отражает по энергии уровень шума.

Спектральные кривые 2, 3, 4 на рис. 6 демонстрируют закономерный и устойчивый характер колебаний в полосе низких частот. На рис. 6, 3 видно, что максимальная коге-



**Рис. 6.** Спектральные связи временных рядов Южно-Сахалинска и пунктов наблюдений ближней зоны [Сапрыгин, 2005]. Пункты наблюдений в строках: А – Южно-Сахалинск, Б – Аобаяма, В – Аджино, Г – Икуно, Д – Таншень. Пункты наблюдений в колонках: 1 – автоспектры, в дБ, 2 – модули взаимных спектров, в дБ, 3 – функции квадрата когерентности, 4 – фазовые спектры когерентности. Слева приведены нормированные графики временных рядов.

рентность (коэффициент корреляции как функция частоты) приходится на частоту  $1 \times 10^{-8}$  Гц и имеет отчетливый пик.

Но основное значение для механической интерпретации явления имеют фазовые спектры. Поведение фазы в полосе основного пика определяется углом  $180^\circ$  (рис. 6, 4). Когда в качестве базового брались другие пункты наблюдений (Б, В, Г, Д на рис. 6), значение фазы определялось как углом  $180^\circ$ , так и нулем. Отсюда ясно, что наблюдаемые в ближней зоне колебания находятся по отношению друг к другу либо в фазе, либо в противофазе. Это свидетельствует о возбуждении стоячих волн, что указывает на жесткие граничные условия в недрах. Поэтому частота  $1 \times 10^{-8}$  Гц является скорее всего собственной частотой тектономеханической системы в регионе от Сахалина, Японских островов до Таншаня включительно. Важно отметить, что такой же период (3 года) механических колебаний в недрах был зарегистрирован скважинами Северного Сахалина в 1938–1942 гг. [Сапрыгин, 1975].

Второй пик на автоспектрах (рис. 6, 1) выражен слабо во взаимных спектрах и имеет слабую когерентность. Разумно предположить, что колебания с частотой  $2 \times 10^{-8}$  Гц были вынужденными.

Анализируя баланс сил в тектонике плит, Д. Форсайт и С. Уеда нашли [Уеда, 1980], что максимальной скоростью движения обладают плиты, имеющие наибольшую длину зоны Вадати–Беньоффа. Отсюда, по их мнению, основная движущая сила в тектонике плит – это сила тяги погружающейся в желоб плиты из-за ее отрицательной плавучести в мантии. Величину скорости тогда определяли из палеомагнитных данных, которые осреднялись по большому временному интервалу, характеризуя движение как бы стационарным. Но выше показано, что западная граница Тихоокеанской плиты вначале была открыта, а затем закрыта. Для понимания последнего состояния нужны сведения о сопутствующих процессах.

Если взять данные о сокращении продолжительности суток в 1978–1981 гг. из-за

ускорения вращения Земли, то можно подсчитать изменение угловой скорости вращения\* и построить график (рис. 3е).

Из него следует увеличение угловой скорости вращения Земли в 1978–1981 гг., чему отвечают наибольшие деформации сжатия в недрах Сахалина и Японии. Как может повлиять изменение скорости ротации Земли на движение Тихоокеанской плиты?

Ускорение вращения Земли (рис. 3е) увеличивает ее кинетическую энергию на  $3 \times 10^{28}$  эрг. Отсюда ежегодный прирост кинетической энергии литосферы равен  $5 \times 10^{26}$  эрг. Это значительная величина, ее вполне достаточно для обеспечения сил, движущих литосферные плиты [Knoroff, Leeds, 1972].

Влияние ротационных сил на движение литосферной плиты зависит от ее вязкого сцепления с мантией: сцепление больше у континентальной плиты по сравнению с океанической, если сопоставить средние скорости их движения. Тогда ускорение вращения литосферной оболочки (к востоку) вызовет деформацию сжатия на границе Евразийской и Тихоокеанской плит: последняя отстает из-за меньшего сцепления с мантией. Дальнейшее ускорение ротации планеты будет увеличивать деформацию и изгиб на границе плит. Но прочность земной коры конечна [Рикитаке, 1979]: при деформациях  $10^{-4}$ – $10^{-5}$  кора разрывается. Тогда разлом на границе плит становится открытым (середина 1981 г., рис. 4а), а сила инерции Тихоокеанской плиты будет увеличивать силу ее тяги. Сложение двух сил приведет к росту скорости движения этой плиты, что зафиксировано наблюдениями со спутников Земли: скорость движения Тихоокеанской плиты под Австралийскую увеличилась с 3,6 см/год в 1980–1981 гг. до 5,6 см/год в 1981–1982 гг. [Christodoulidis et al., 1985]. НАСА также от-

метило в 1978–1980 гг. аномальное погружение о-вов Шумагина (Аляска), которое связывается с асейсмичным поддвигом Тихоокеанской плиты [Hanksson et al., 1983].

*Дальняя зона.* Основные наблюдения здесь проведены сотрудниками Института автоматики и электрометрии СО РАН с помощью созданного ими абсолютного лазерного гравиметра, регистрировавшего изменения силы тяжести с точностью до 4 микрогал. В течение 1976–1984 гг. они осуществили измерения в Новосибирске, Москве и Потсдаме [Арнаутов и др., 1985]. Возвратимся к деформации горизонтального сжатия. Миграция этой деформации может наблюдаться в различных полях, в частности в положительных

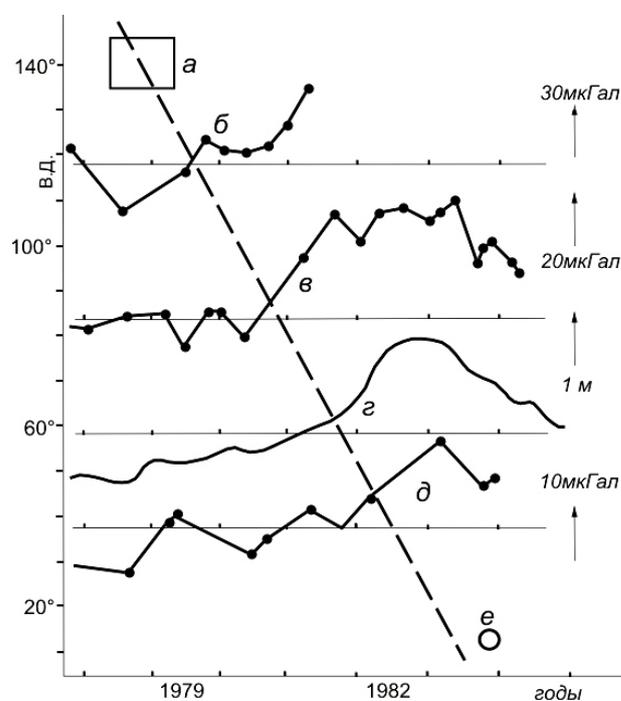
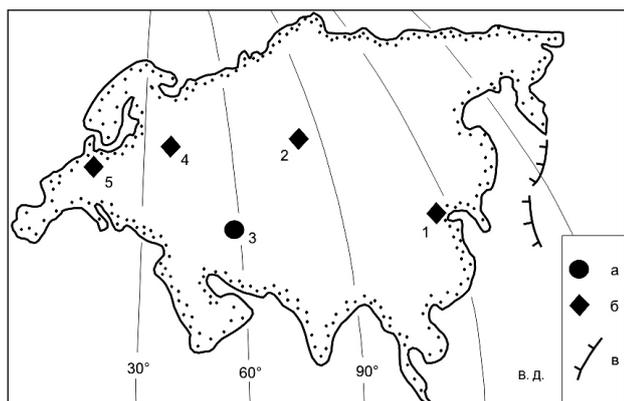


Рис. 7. Временные графики: а – ближняя зона, б – генерализованные вариации силы тяжести в Таншане, в – вариации силы тяжести в Новосибирске, г – изменение уровня подземных вод в Ашхабаде, д – вариации силы тяжести в Москве, е – время вступления аномалии силы тяжести в Потсдаме [Сапрыгин, 2005].

\*Рис. 8 [Eubanks et al., 1985] фиксирует сокращение суток из-за ускорения вращения Земли в 1978–1981 гг. Последнее можно оценить с помощью данных рис. 8, используя при этом обозначения:  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $d\omega$  – ее изменение,  $T$  – продолжительность земных суток,  $dT$  – ее изменение (наблюденные значения, рис. 8). Если  $\omega = 2\pi/T$ ,  $d\omega = -2\pi/T^2 \cdot dT$ , тогда относительная вариация угловой скорости есть  $d\omega/\omega = -2\pi/T^2 \cdot dT : 2\pi/T = -dT/T$ . Например, если земные сутки уменьшаются на 0,5 микросекунды, то угловая скорость вращения Земли увеличится на  $3,6 \times 10^{-11}$  рад/с (см. рис. 3е).

Построенный таким образом график далее был аппроксимирован сглаживающим сплайном 6-го порядка. Вычисленная по его коэффициентам производная отвечает относительному ускорению вращения и качественно характеризует тектонические усилия на границе Тихоокеанской и Евразийской плит. Ее график и автоспектр приведены на рис. 9А.



**Рис. 8.** Схема размещения пунктов наблюдений в дальней зоне. 1 – Таншань, 2 – Новосибирск, 3 – Ашхабад, 4 – Москва, 5 – Потсдам. а – пьезометрические скважины, б – гравиметры, в – глубоководный желоб.

аномалиях силы тяжести: трещиноватые породы земной коры при сжатии уплотняются, и это отмечается положительной аномалией силы тяжести. Такая распространяющаяся с

востока на запад аномалия была последовательно зафиксирована в Новосибирске, Москве и Потсдаме (рис. 7, 8).

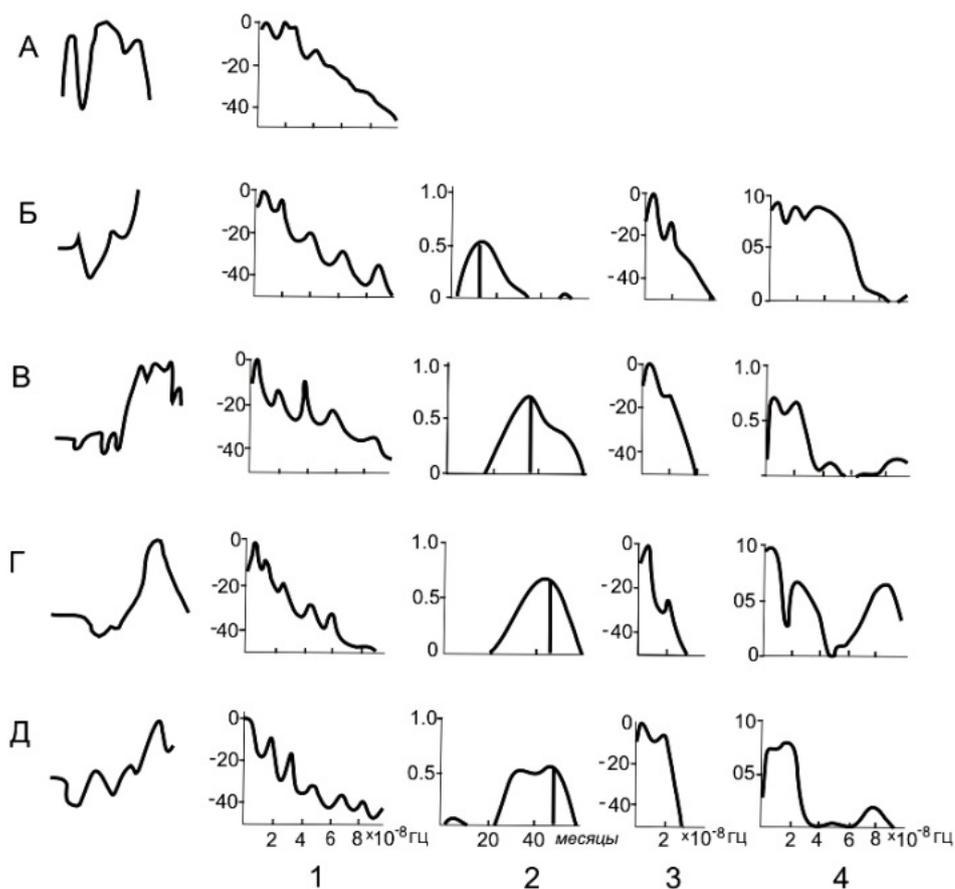
Увеличение силы тяжести было отмечено (рис. 7б) годом раньше (чем в Новосибирске) в северо-восточном Китае [Wei et. al, 1985].

Положительная аномалия в уровне подземных вод наблюдалась (рис. 7г) в 1981–1984 гг. вблизи Ашхабада [Гриневский, Барабанов, 1987].

Основные спектральные характеристики временных рядов в дальней зоне по отношению к функции источника приведены на рис. 9. Функция источника задана как ускорение вращения Земли в 1978–1981 гг.

Созданное им дополнительное ротационное усилие трансформируется для Тихоокеанской плиты в инерциальное, которое действует в литосфере в западном направлении.

Распространение волны сжатия по Евра-



**Рис. 9.** Корреляционные и спектральные характеристики связи между временной функцией источника и временными рядами в пунктах наблюдений дальней зоны. Пункты в строках: А – временная функция источника, Б – Таншань, В – Новосибирск, Г – Ашхабад, Д – Москва. Пункты в колонках: 1 – автоспектры в дБ, 2 – взаимные корреляционные функции, 3 – модули взаимных спектров в дБ, 4 – функции квадрата когерентности. Слева приведены нормированные графики временных рядов.

зиатской плите устанавливается по взаимным корреляционным функциям (рис. 9, 2), где вертикальной линией связаны максимум взаимной корреляции и отвечающее ему время запаздывания этой волны в пунктах наблюдений. Можно видеть, как с увеличением расстояния пунктов наблюдения от источника время запаздывания растет. Скорость распространения этого сигнала составляет 2000 км/год, наглядное представление о ней дано на рис. 7 штриховой линией. Такая волна обладает свойствами солитона [Быков, 2000].

На всех автоспектрах наблюденных рядов (за исключением Таншаня) отчетливо прослеживаются два пика на частотах  $0,4 \times 10^{-8}$  и  $2,0 \times 10^{-8}$  Гц, которые аналогичны экстремальным значениям спектра источника. В пункте Таншань начинает, по-видимому, формироваться бегущая волна, ибо в ее спектре присутствуют как колебания с почти собственными частотами ближней зоны ( $0,8 \times 10^{-8}$  Гц), так и равные им по энергии колебания с частотой  $2 \times 10^{-8}$  Гц. Взаимные спектры и когерентность пунктов Новосибирска, Ашхабада и Москвы подчеркивают (рис. 9, 3, 4), что в полосе низких частот ( $0,4-2,0 \times 10^{-8}$  Гц) наблюденные сигналы почти когерентны сигналу в источнике. Оценить дисперсию скорости не удалось из-за значительной ошибки в оценке фаз, однако ее наличие можно предполагать, сравнивая временные ряды и взаимные корреляционные функции Новосибирска и Москвы: сигнал по мере распространения растягивается (рис. 7 в, д), а на графике взаимной корреляции появляются два максимума (рис. 9, 2), превышающих значение 0,5.

### Заключение

Показано, что погружение (поддвиг) океанической плиты в 1978–1981 гг. охватило со всеми последствиями территорию от Аляски до Австралии по широте и  $120^\circ$  по долготе и потребовало энергетических затрат, превышающих на два порядка уровень сейсмичности Тихоокеанского пояса. Источником такой энергии послужило ускорение вращения планеты в те же годы. Созданное им дополнительное ротационное усилие трансформи-

ровалось для Тихоокеанской плиты в инерциальное, которое действовало в литосфере в западном направлении.

Верхняя мантия Земли при таком времени взаимодействия (3 года) проявляет свойства твердого тела, поэтому образование стоячей волны деформаций при внедрении океанической плиты вполне допустимо. Именно жесткие условия на границах погружающейся плиты (в желобе и особенно под окраиной материка, рис. 1) способствовали углублению «дна мантийного колодца». Это углубление (поддвиг) можно оценить по порядку величины, умножая наблюденное горизонтальное сжатие ( $10^{-5}$ ) на длину слоя с очагами микроземлетрясений (600 км, рис. 1), что составит 6 м. Данный расчет предполагает: 1) из-за громадной инерции Тихоокеанской плиты, ориентированной на запад, ее погруженная часть может релаксировать (распрямиться) только в направлении своего падения; 2) подобное «распрямление» возможно в упруго-хрупкой среде, которая отмечена на рис. 1 очагами микроземлетрясений.

Такое явление, как поддвиг Тихоокеанской плиты, может повториться примерно через 40 лет, ибо 3-летняя волна была зафиксирована скважинами Северного Сахалина в 1938–1942 гг.

### Список литературы

1. Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Коронкевич В.П., Нестерихин Ю.Е., Стас Ю.Ф. Неприливные вариации силы тяжести в разнесенных по долготе точках // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 5. С. 1084–1086.
2. Быков В.Г. Нелинейные волновые процессы в геологических средах. Владивосток: Дальнаука, 2000. 190 с.
3. Василенко Н.Ф., Богданова Е.Д. Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома // Тихоокеан. геология. 1986. № 2. С. 45–49.
4. Гриневский А.О., Барабанов В.Л. Возможная связь между сейсмическими и гидрогеологическими условиями в зоне Передового Копетдагского разлома // Современные геофизические исследования / ред. А.И. Артамонов. М.: Наука, 1987. С. 70–81.
5. Марпл С.Л. Цифровой спектральный анализ с приложениями. М.: Мир, 1990. 584 с.
6. Рикитакэ Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
7. Сапрыгин С.М. Динамические системы саха-

линских нефтяных месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 103 с.

8. Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф., Соловьев В.Н. Распространение волны тектонических напряжений по Евразийской плите в 1978–1983 гг. // Геология и геофизика. 1997. № 3. С. 701–709.

9. Сапрыгин С.М. Тектоника плит и сейсмичность в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 2005. 84 с.

10. Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Недра, 1980. 217 с.

11. Шаторная Н.В. Сильнейшие землетрясения мира. Землетрясения в СССР: ежегодник / ред. Н.В. Кондорская. М.: Наука, 1978–1986.

12. Шейдеггер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.

13. Christodoulidis D.C., Smith D.E., Kolenkiewicz R., Klosko S.M., Torrence M.N., Dunn P.J. Observing tectonic plate motions from satellite laser ranging // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 9249–9263.

14. Eubanks T.M., Steppe J.A., Dickey J.O., Callahan P.S. A spectral analysis of the Earth's angular momentum budget // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 5385–5404.

15. Hagiwara Y., Tajima H., Izutuya S., Nagasawa K., Murata I., Okubo S., Endo T. Gravity change in the Izu Peninsula in last decade // J. Geod. Soc. Japan. 1985. Vol. 31. P. 220–235.

16. Hanksson K., Jakob K., Beavan J., Bilham R., Armbruster I. Aseismic deformation in the Shumagin

islands seismic gap, Alaska // NASA Tech. Memo. 1983. Vol. 93, N 85942.

17. Hasegawa A., Umino N., Takagi A. Double-planed structure of deep seismic zone in the northeastern Japan arc // Tectonophysics. 1978. Vol. 47. P. 43–58.

18. Ishii H., Sato T., Tachibana K., Hashimoto K., Murakami E., Mishina M., Miura S., Sato K., Takagi A. Grustal strain, crustal stress and microearthquake activity in the northeastern Japan arc // Tectonophysics. 1983. Vol. 97. P. 217–230.

19. Kasahara M. Abnormal ground strain changes observed at Erimo before and after 1973 earthquake off the Nemuro Peninsula // Tectonophysics. 1983. Vol. 97. P. 231–239.

20. Kato T., Matsumoto S., Hirata Y., Watanabe S. Geodimeter surveys at the Higashi-Izu base line network and the process of strain accumulation and release in the area // Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokio. 1983. Vol. 58. P. 691–699.

21. Knopoff L., Leeds A. Lithospheric momenta and the deceleration of the Earth // Nature. 1972. Vol. 237. P. 93–94.

22. Tabei T., Fujimori K., Tanaka Y. Observations of crustal movements at Ikuno (1977–1983) // J. Geod. Soc. Jpn. Vol. 31. P. 189–201.

23. Wei K., Zhao W., Ma L. Gravity changes before and after Tangshan earthquake of July 28, 1976 and possible interpretation // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 5421–5428.

#### Сведения об авторах

САПРЫГИН Сергей Михайлович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН

E-mail: n.vasilenko@imgg.ru

**СОЛОВЬЕВ Владимир Николаевич** – научный сотрудник лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН